



HAL
open science

**Cavités et remplissages de la nappe karstique de
Charente (bassin de la Touvre, La Rochefoucauld).
Spéléogénèse par fantômisation, archives pléistocène et
holocène, rôle de l'effet de site**

Grégory Dandurand

► **To cite this version:**

Grégory Dandurand. Cavités et remplissages de la nappe karstique de Charente (bassin de la Touvre, La Rochefoucauld). Spéléogénèse par fantômisation, archives pléistocène et holocène, rôle de l'effet de site. Géomorphologie. Université Michel de Montaigne - Bordeaux III, 2011. Français. NNT: . tel-00684382

HAL Id: tel-00684382

<https://theses.hal.science/tel-00684382v1>

Submitted on 1 Apr 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université Michel de Montaigne Bordeaux 3

École Doctorale Montaigne Humanités (ED 480)



THÈSE DE DOCTORAT EN « GÉOGRAPHIE PHYSIQUE – GÉOMORPHOLOGIE »

Cavités et remplissages de la nappe karstique de Charente (bassin de la Touvre, La Rochefoucauld)

*Spéléogenèse par fantômisation,
archives pléistocène et holocène,
rôle de l'effet de site*

Présentée et soutenue publiquement le 13 décembre 2011 par

Grégory Dandurand

Sous la direction de Richard Maire

Composition du Jury :

Yves Quinif , Professeur, Faculté Polytechnique de Mons, Belgique	- Rapporteur
Dominique Genty , Directeur de Recherche, LSCE, CNRS-CEA-UVSQ, Gif-sur-Yvette	- Rapporteur
Richard Ortega , Directeur de Recherche, CENBG, CNRS-Université Bordeaux 1	- Examineur
Catherine Ferrier , Maître de Conférences, PACEA, CNRS-Université Bordeaux 1	- Examinatrice
Nathalie Vanara , Maître de Conférences HDR, LGP, CNRS-Université Paris 1	- Co-directrice
Richard Maire , Directeur de Recherche, ADES, CNRS-Université Bordeaux 3	- Directeur

Cavités et remplissages de la nappe karstique de Charente

(bassin de la Touvre, La Rochefoucauld)

*Spéléogenèse par fantômisation,
archives pléistocène et holocène,
rôle de l'effet de site*

Avant-propos

D'aucuns affirment que l'on ne termine pas une thèse mais qu'on l'abandonne. Je ne m'en tiendrais pas à cette assertion assurément vaniteuse. Pour moi, je n'abandonne pas cette thèse, je la termine un point c'est tout. Le travail présenté dans ce mémoire ne représente pas seulement six années de recherches mais bien plus ; c'est l'aboutissement d'un parcours universitaire entamé en 1998, la dernière marche d'un long chemin orienté vers la géomorphologie et la karstologie plus particulièrement.

Pourquoi me suis-je lancé dans une thèse ? D'abord, je n'aime pas parler de moi, du moins pas à la première personne, parce que cette thèse est le fruit d'un travail collectif. Au fil du mémoire, le lecteur comprendra que cette recherche s'est construite autour de rencontres, de collaborations, de programmes officiels ou informels, d'opportunités et d'idées nées sur et sous terre. Après avoir travaillé en 2000-2001 sur la première émergence de France, la Fontaine de Vaucluse (mémoire de maître), je me suis attaché quelques années plus tard à comprendre le fonctionnement et l'organisation du bassin de la seconde émergence française, la Touvre. L'idée de départ était l'étude des remplissages détritiques en lien avec la notion d'effet de site (programme ANR Climanthrope, resp. Richard Maire) dans une région karstique peu pittoresque française. Au cours de nos recherches, des découvertes spéléologiques majeures ont été faites pour notre plus grande joie. Nous avons découvert pour la première fois dans cette région de France, les preuves d'une spéléogenèse très particulière par fantômisation. Un nouveau regard devait être porté sur ce célèbre karst de La Rochefoucauld. Nous ne pouvions pas passer à côté. Comment ne pas résister à la tentation ?

Mais quelle idée m'a prise alors ? La réponse est on ne peut plus simple. Parce que je cherche toujours. La vérité est que je suis profondément animé par un désir de connaissances, une soif de découverte, et l'envie d'élargir toujours plus loin mon horizon. La curiosité saine. L'ardent désir de cheminer là où peu de monde (il serait prétentieux de dire personne) s'est aventuré. J'ai découvert assez tard, à l'âge de 19 ans, le livre de Claude Lévi-Strauss *Tristes Tropiques*. La toute première phrase, volontairement provocante, « *Je hais les voyages et les explorateurs* », m'a profondément marqué. Par là, il faut comprendre que le voyage n'est pas un but, mais un moyen indispensable pour accéder à la connaissance du monde. Cette accession est difficile, laborieuse. Le monde ne se donne pas. Il faut le questionner, sans relâche, se confronter à lui, l'expérimenter. Cette quête est une véritable ontologie de l'expérience naturelle. Ma quête de connaissance du monde s'affirme comme une expérience de mon rapport au monde. Claude Lévi-Strauss poursuit avec l'exemple suivant : « *Je range encore parmi mes plus chers souvenirs, moins telle équipée dans une zone inconnue du Brésil central, que la poursuite au flanc d'un causse languedocien de la ligne de contact entre deux couches géologiques. Il s'agit là de bien autre chose que d'une promenade ou d'une simple exploration de l'espace : cette quête incohérente pour un observateur non prévenu, offre à mes yeux l'image même de la connaissance, des difficultés qu'elle oppose, des joies qu'on peut en espérer.*

Tout paysage se présente d'abord comme un immense désordre qui laisse libre de choisir le sens qu'on préfère lui donner. Mais au-delà des spéculations agricoles, des accidents géographiques, des avatars de l'histoire et de la préhistoire, le sens auguste entre tous n'est-il pas celui qui précède, commande et, dans une large mesure, explique les autres ? Cette ligne pâle et brouillée, cette différence souvent imperceptible dans la forme et la consistance des débris rocheux témoignent que là où je vois aujourd'hui un terroir aride, deux océans se sont jadis succédé. Suivant à la trace les preuves de leur stagnation millénaire et franchissant tous les obstacles – parois abruptes, éboulements, broussailles, cultures – indifférent aux sentiers comme aux barrières, on paraît agir à contresens. Or, cette insubordination a pour

seul but de recouvrer un maître-sens, obscur sans doute, mais dont chacun des autres est la transposition partielle ou déformée.

Que le miracle se produise, comme il arrive parfois ; que, de part et d'autre de la secrète fêlure, surgissent côte à côte deux vertes plantes d'espèces différentes, dont chacune a choisi le sol le plus propice ; et qu'au même moment se devinent dans la roche deux ammonites aux involutions inégalement compliquées, attestant à leur manière un écart de quelques dizaines de millénaires : soudain l'espace et le temps se confondent ; la diversité vivante de l'instant juxtapose et perpétue les âges. » J'ai poursuivi mes études en géographie en partie grâce à ce texte.

Dix ans ont passé entre le moment où je soutenais mon mémoire de maîtrise en géographie, (ancêtre du Master 1) sous la direction de Nathalie Vanara et de Pierre Pech, à l'université de Paris 1 Panthéon Sorbonne et ce mémoire de thèse. Mes premières recherches portaient sur l'évolution du paysage karstique du versant sud de la Montagne de Lure (Alpes de Haute Provence). Pendant les trois mois que j'ai passés sur le terrain, j'ai été initié à la spéléologie par Pierre Grach, du GORS (Groupement Oraisonnais de Recherche Souterraine). J'ai pris mon kit et je l'ai suivi... Mes premiers puits, ma première lampe acétylène, ma première descente suspendue au bout d'une corde, mon premier P60, mes premières observations souterraines à 187 m de profondeur. Puis l'effort intellectuel s'est substitué progressivement à l'effort physique. Il fallait savoir extraire et agencer les informations du monde souterrain pour mieux comprendre l'évolution des modelés et des paysages. Sport et science mis sur un même niveau, voilà pourquoi j'aimais la spéléo. Je pouvais faire concrètement le lien entre la géographie et le monde exploré. Le géographe se doit d'être aussi un explorateur. Je me souviens de ce célèbre passage dans le *Petit Prince*, de Saint-Exupéry, au chapitre 15 :
« *Qu'est-ce un géographe ?* [interroge le Petit Prince]
- *C'est un savant qui connaît où se trouvent les mers, les fleuves, les villes, les montagnes et les déserts.* [répond le géographe]

...

- *Elle est bien belle, votre planète. Est-ce qu'il y a des océans ?*

- *Je ne puis pas le savoir, dit le géographe.*

- *Ah! (Le petit prince était déçu.) Et des montagnes ?*

- *Je ne puis pas le savoir, dit le géographe.*

- *Et des villes et des fleuves et des déserts ?*

- *Je ne puis pas le savoir non plus, dit le géographe.*

- *Mais vous êtes géographe !*

- *C'est exact, dit le géographe, mais je ne suis pas explorateur. Je manque absolument d'explorateurs. Ce n'est pas le géographe qui va faire le compte des villes, des fleuves, des montagnes, des mers et des océans. Le géographe est trop important pour flâner. Il ne quitte pas son bureau. Mais il reçoit les explorateurs. Il les interroge, et il prend note de leurs souvenirs. Et si les souvenirs de l'un d'entre eux lui paraissent intéressants, le géographe fait une enquête sur la moralité de l'explorateur. »*

C'est ainsi que j'ai glissé progressivement de la géographie, vers la géographie physique puis vers la spéléo-karstologie. Passionné par la recherche (à vrai dire je ne me suis jamais vu travailler autrement ni dans un autre domaine), j'ai intégré en 2004 le DEA de géomorphologie des universités de Paris. Pourtant l'idée précise d'une thèse n'est apparue qu'en octobre 2005, lorsque Nathalie Vanara m'a proposé de rencontrer Richard Maire dont j'avais lu plusieurs de ses articles, dont je connaissais la réputation, mais que je n'avais encore jamais rencontré. Quelle aubaine !

Le terrain, c'est lui qui me l'a proposé : la Charente. Il m'a montré ses brèves notes prises à l'époque sur la revue « *Pellows* » édité par un club local charentais (Groupement Spéléologique Charentais) ; il m'a parlé d'effet de site, de boue, de réseaux étroits, tortueux et labyrinthiques. Son approche principalement axée sur le terrain me plaisait. Bien sûr tout géographe qui se respecte affirme que c'est le terrain qui prime. Mais dans les faits, certains

s'effraient : « *Au secours, le terrain revient !* »¹, formule ironique employée par Béatrice Collignon et Denis Retaille, qui révèle bien l'appréhension des géographes vis-à-vis du terrain. Pour moi, la géographie ça sert d'abord à faire du terrain, pour parodier une célèbre phrase de Yves Lacoste. La géographie n'est qu'un prétexte pour parcourir le monde. Et la découverte du monde n'est qu'un prétexte pour découvrir de nouveaux endroits vierges, souvent ignorés... je parle bien évidemment des grottes.

La Charente ce n'est pas le bout du monde, certes. Ce n'est pas non plus un désert humain, j'en conviens. Mais c'est là en partie qu'a débuté l'histoire du peuplement de l'Europe occidentale, de cet isthme, de ce bout du monde. Pour reprendre les termes de Richard Maire « *l'histoire de l'humanité a commencé dans les grottes, elle se terminera très probablement dans les grottes* ». Formule lapidaire, fondée sur un constat et un pari peu réjouissant de l'avenir que j'ai gardée constamment en mémoire pendant ces six années de thèse.

Et puis Richard m'a parlé de la fantômisiation, des découvertes de Yves Quinif en Belgique. Ses phrases m'ont fait prendre conscience de la chance qui s'offrait à moi de travailler sur un terrain connu, mais pas si bien que ça. La Charente d'un point de vue spéléologique était certes bien connue, décrite et explorée, mais il manquait une thèse de spéléo-karstologie. Qu'à cela ne tienne !

¹ COLLIGNON B., & RETAILLE D., 2010 – Introduction. *L'Information géographique*, 74 (1), 6-8.

Remerciements

La liste est longue. Par qui commencer ? *Penser / Classer*, de Georges Perec, ce n'est pas une mince affaire... Ordre d'importance ? Ordre alphabétique ? Ordre thématique ? Ordre d'apparition ? Tout cela n'a pas bien d'importance. C'est un peu tout cela à la fois, un désordre ordonné...

Pour être original, je commencerai par ne pas remercier l'affreux bonhomme qui m'a volé mon ordinateur portable, contenant une grande partie de ma thèse... Mes recherches en spéléo-karstologie charentaise intéressent-elles à ce point le reste du monde pour qu'un individu ambitieux, un saccageur de rêves, un terroriste cherche par tous les moyens à se les approprier. Je n'ose croire que la géomorphologie fasse encore des jaloux... Mais si tel est le cas alors j'en retire sans honte une certaine fierté... "*Ce que tu m'as volé, mon vieux, je te le donne*" (G. Brassens : "Stance à un cambrioleur").

La Genèse : au début était le Verbe...

Tout finit par commencer... il le faut. Il faut un début. Et ce début c'est **Richard Maire**, mon maître... et quel maître ! Un style, une personnalité hors normes (d'ailleurs, il ne les aime pas), les montées d'adrénaline, les coups de gueule, les montagnes d'échantillons ramenés dans un kit si petit. Le rigorisme académique vacille... Richard est un spéléologue haut en couleur, un passionné, un chercheur combatif et engagé, en résistance permanente, un modèle ! Merci Richard de m'avoir accueilli. Merci d'avoir révélé en moi ce qui s'éveillait trop lentement.

Nathalie Vanara, directrice enthousiaste et énergique de deux mémoires de maîtrise (2001) et de DEA (2005) sur le karst de la montagne de Lure. Merci pour les cours de licence sur le karst du Causse Méjean et le bassin de la Jonte. Merci d'avoir permis cette rencontre avec Richard.

Mes maîtres « parisiens » comptent également **Viviane Balland**, **Pierre Pech**, **Brigitte Kaiser**, **Jeannine Raffy** et **Charles Lecœur**, professeurs à l'université Paris 1 Panthéon-Sorbonne. Merci de m'avoir insufflé le goût de la découverte, du terrain, de la précision, de la critique raisonnée... Incontestablement ma vocation pour la géographie est née grâce à **Daniel Pierre-Elien**, **Vincent Cavallini** et **Xavier Martin** professeurs en classes préparatoires, passionnés, enthousiastes sans aucune retenue pour la géographie « classique » et régionale en particulier.

... Puis vînt le temps du terrain et des collaborations riches

Je remercie les spéléos de l'Association de Recherches Spéléologiques de La Rochefoucauld sans qui cette étude aurait été très difficile pour ne pas dire impossible. Je leur dois beaucoup. Ils m'ont offert leur temps, leur connaissance, leur énergie... **Danielle Doucet** et **Gérard Fersing**, pour leur générosité, **Luc Dubois**, **Jean-Michel Devesnes**, **Christian Dupré**, **Frédéric Versaveau**, **Philippe Bussard** pour leur accueil et leur saine curiosité, **Bernard Favraud** dont les échelles métalliques fabriquées avec l'art pratique du spéléo-forgeron m'ont permis de travailler de longues heures sur la coupe du remplissage de la salle de la Boue, et **David Berguin** de l'Association Spéléologique Charentaise. Les spéléos sont les moteurs des découvertes majeures. Sans eux, la recherche en karstologie en serait encore à l'âge de pierre...

Je remercie celles et ceux qui ont collaboré au programme ANR Climanthrope et qui ont rendu ce travail possible : **Richard Ortega** et **Guillaume Devès** du Centre d'Étude Nucléaire de Bordeaux Gradignan, pour ces heures passées à analyser tous ces échantillons d'argile, de

toutes les couleurs, pour leurs encouragements, leurs conseils, leur soutien ; **Dominique Genty**, du Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, pour avoir accepté de faire partie du jury, pour les datations, les conseils et cette mission estivale mais humide sur la Braconne ; **Laurent Morel**, inventeur d'un luitrographe qui a fait des merveilles dans le réseau de la Fuie ; **Yves Quinif**, de l'université de Mons (Belgique), si enthousiaste sur n'importe quel terrain aussi fantomatique soit-il et qui a bien voulu accepter de faire partie du jury ; **Jean-Jacques Delannoy**, **Stéphane Jaillet** et **Anne-Sophie Perroux**, du laboratoire EDYTEM, pour les conseils dont j'avais tant besoin pour comprendre ces dépôts détritiques endokarstiques, si complexes, si subtils.

Ont aussi largement contribué à cette thèse **Bassam Ghaleb**, de l'université de Montréal, pour les datations U/Th ; **Abderazak El Albani**, de l'université de Poitiers, qui a permis la minéralogie des argiles ; **Gérard Chabaud**, de l'université Bordeaux 1 pour les analyses microgranulométriques ; **Jean-Christophe Pellegrin** (université Bordeaux 3) et **Michel Cremer** (université Bordeaux 1) pour les lames minces si difficiles à réaliser sur des échantillons si peu cohérents ; **Solène de Brébisson** de Beta Analytics, pour les datations ¹⁴C, **Frédéric Clément**, du CETE de Bordeaux, dont la collaboration sur la grotte de la Fuie a été capitale ; **Isabelle Billy**, **Philippe Martinez** et **Olivier Ther** du laboratoire EPOC, qui font désormais partie du cercle très fermé des forçats de la terre et qui ont contribué à analyser au Core Scanner en un temps record les carottes sédimentaires de la grotte de la Fuie ; **Teddy Auly**, du Laboratoire de Géographie Physique Appliquée, pour les conseils, les encouragements et le prêt de cette magnifique tarière qui a fait quelques miracles. Je remercie également **David Colonge**, de l'Institut National de la Recherche Archéologique et Préventive, dont la collaboration sur le terrain a été très fructueuse et dont la pelleteuse a permis sans fioritures de faire parler quelques vallons fluvio-karstiques du côté de Pelle-Buze.

Les rencontres, les conseils, les avis, l'expérience partagée sont des moments oh combien essentiels pour faire mûrir les idées, élargir ses horizons. Je veux remercier **Jean-François Tournepiche**, conservateur au musée d'Angoulême, **Laurent Bruxelles**, de l'INRAP, **Catherine Ferrier**, université Bordeaux 1 (PACEA) qui a bien voulu faire partie de ce jury de thèse, **Hubert Camus** (CENOTE), **Philippe Audra**, de l'université de Nice Sophia-Antipolis, **Benoît Losson**, de l'université de Metz, **Isabelle Couchoud**, de l'université de Savoie, **Emmanuel Reynard**, de l'université de Lausanne (Suisse) ; **Jacques Schroeder**, de l'université du Québec à Montréal (Canada), **Paolo Forti** de l'université de Bologne (Italie), **Yves Perrette**, de l'université de Savoie, pour leurs conseils, leurs relectures chirurgicales des manuscrits d'articles que je souhaitais soumettre dans différentes revues.

Je remercie aussi **Stéphane Renié**, de la société Hydro-Invest et **Delphine Mazeau**, du service eau potable et protection du milieu de la Communauté d'Agglomération du Grand Angoulême, **Jean-Pierre Platel**, éminent spécialiste du Crétacé dans le Bassin Aquitain et **Christian Ravenne** ancien président de la SGF qui m'a offert de grands moments de géologie souterraine. Merci encore à **Jean-Yves Bigot**, **Didier Cailhol**, **Claude Mouret**, **Michel Rouillé**, **Jean-Michel Rainaud** et **Francis Guichard**.

Je suis également extrêmement reconnaissant envers le comité du Groupe Français de Géomorphologie (**Monique Fort**, université de Paris 7 ; **Marie-Françoise André**, université de Clermont 2 ; **Denis Mercier**, université de Nantes ; **Eric Fouache**, université Paris 10 ; **Gilles Arnaud-Fassetta**, université Paris 12 ; **Etienne Cossart**, université Paris 1, **Hervé Régnault** et **Marie-Josée Penven** de l'université de Rennes 2, **Jean-Jacques Dufaure** et **Bernard Dumas**) qui m'a permis de me rendre à la 7^{ème} Conférence Internationale de Géomorphologie en juillet 2009 à Melbourne (Australie) et d'assister à la grand-messe quadriennale des géomorphologues.

Je tiens à remercier la fine et belle équipe ADES DyMSET avec **Arlette Turlet**, **Marie-Louise Pennin**, **Guilène Réaud-Thomas**, **Odile Chapuis** et **François Bart**, pour les petites

attentions, les conseils sages et éclairés. Je remercie également chaleureusement **Christine Chivallon** et **Bernard Calas** du LAM, **Martine Courrèges**, **Anne-Marie Meyer** et **Frédéric Hoffmann** de l'université de Bordeaux 3 pour leur soutien lorsque la tempête faisait rage... Je tiens particulièrement à remercier **Benjamin Lans**, pour les discussions animées, les cafés, les cigarettes, les conseils informatiques, l'hébergement pour cette fin de thèse, **Jean-Marc Quitté** pour les belles discussions sur l'agro-écologie, le bio et les tomates de Marmande, **Nicolas Lemoigne** et **Dolorès Bodmer**, jeunes docteurs assagis, pour leurs encouragements. Merci à vous quatre d'avoir écouté mes états d'âme ! Merci de m'avoir fait profiter de votre expérience, de votre intelligence, merci pour toutes ces discussions passionnantes.

Merci aux **lieutenants-colonels Michel David**, **Alain Tacer** et **Robert Maïsto**, chefs successifs du service dans lequel j'ai pu enseigner la géopolitique à l'Ecole Nationale des Sous-Officiers d'Active (Saint-Maixent l'Ecole) et qui, chacun leur tour, m'ont permis de poursuivre mes recherches sans jamais me demander des comptes ou remettre en cause mon investissement dans ma tâche d'enseignant.

... et le temps du repos auprès des miens !

Je remercie **Ginette David**, ma grand-mère qui m'a prêté pendant de longs mois la petite maison de mon enfance à Lacanau, refuge précieux pour dormir après de longues journées passées au laboratoire ADES.

Je pense aussi aux amis de longue date : **Emilie Avot**, **Céline Morlet**, **Irène La Greca**, **Charlotte & Igor Bucharles**, **Sylvain Parent**, **Benjamin Goldenstein**, **Lucie Dejouhanet**, **Caroline Boislève**, **Laure Theoden**, **Charlotte Carsin**, **Fanny Guers**, **Gwenaël & Cécile Murphy** et **Jurgen Kruse** qui se sont toujours inquiétés pour moi, soucieux de ma santé mentale, inquiets des heures que je passais seul, dans le noir, le froid et l'humidité... ils peuvent être rassurés, j'ai constamment pensé à eux pour me réchauffer et garder espoir. Ils ne savent pas combien ils m'ont été indispensables.

Special thanks to **Nicolas Frisch**, mon co-turne, mon coloc, mon Nico, qui est venu mettre les mains dans la boue durant deux étés (lui aussi rejoint le clan des forçats de la terre), un spéléo-géomorphologue qui s'ignore...

Special thanks to **Thierry Feuillet** dont l'amitié n'a connu aucune faille listrique normale ou inverse, aucune inversion de relief, aucun charriage ou décrochage. Certaines choses résistent au temps et à l'érosion. Merci mon Thierry. Tes encouragements ont été indéniablement l'énergie dont j'avais besoin.

Hélène de Bersaques, celle qui au-delà de tout me comprend, me soutient et me porte. Je lui suis infiniment reconnaissant de sa patience, de sa confiance, de son courage, et de son abnégation. Elle a supporté mes dérobades, mes sorties souterraines, mes séjours bordelais, mes conversations monomaniaques karstifiantes, mes interrogations chronostratigraphiques, mes lubies fantômatiques et mes illuminations nyctalopes morphosédimentaires.

À mes parents, bientôt grands-parents d'Antonin... l'histoire continue !

SOMMAIRE

INTRODUCTION GÉNÉRALE	11
PARTIE 1 : LE KARST CHARENTAIS, HISTOIRE GÉOLOGIQUE, PROCESSUS D'ALTÉRATION-KARSTIFICATION, SYSTÈME KARSTIQUE ET CAVITÉS.....	21
CHAPITRE 1 : HISTOIRE GÉOLOGIQUE ET DE LA PRÉ-KARSTIFICATION/KARSTIFICATION DEPUIS LE MÉSOZOÏQUE	23
CHAPITRE 2 : LE SYSTÈME DE LA TOUVRE : HYDROLOGIE, EXOKARST ET TYPES DE CAVITÉS	57
CHAPITRE 3 : LA GROTTTE DE LA FUIE, UN EXEMPLE DE GROTTTE FONCTIONNELLE RÉCENTE (SPÉLÉOGENÈSE PAR BATTEMENT DE LA NAPPE)	91
CHAPITRE 4 : LA GROTTTE DU BOIS DU CLOS, UN EXEMPLE DE GROTTTE « ANCIENNE » AVEC REGARD SUR LA NAPPE KARSTIQUE.....	115
PARTIE 2 : MÉTHODE D'ÉTUDE DES SÉQUENCES SÉDIMENTAIRES SOUTERRAINES, ANALYSES DES SÉQUENCES DE LA SALLE DES OUEDS ET DE LA SALLE DE LA BOUE, DYNAMIQUES HYDROSÉDIMENTAIRES ET CHRONOSTRATIGRAPHIE	137
CHAPITRE 5 : MÉTHODES D'ÉTUDE DES SÉQUENCES SOUTERRAINES DÉTRITIQUES CHARENTAISES ET FOCUS SUR L'IMAGERIE GÉOCHIMIQUE PAR MICRO-XRF	139
CHAPITRE 6 : LA SÉQUENCE « HOLOCÈNE » DE LA SALLE DES OUEDS (GROTTE DE LA FUIE) : UN EXEMPLE DE SITE HYDROSÉDIMENTAIRE EN RÉGIME ÉPINOYÉ	167
CHAPITRE 7 : LA SÉQUENCE PLÉISTOCÈNE DE LA SALLE DE LA BOUE (GROTTE DU BOIS DU CLOS) : UN EXEMPLE DE SITE HYDROSÉDIMENTAIRE HÉRITÉ	209
CHAPITRE 8 : SYNTHÈSE ET DISCUSSION : SPÉLÉOGENÈSE PAR FANTÔMISATION, ÉTUDE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE COMPARÉE DES SÉQUENCES SPÉLÉOLOGIQUES ET ARCHÉOLOGIQUES DE CHARENTE	249
CONCLUSION GÉNÉRALE	283
BIBLIOGRAPHIE.....	289
TABLES DES ILLUSTRATIONS	309
TABLE DES MATIÈRES	313

Introduction générale

Cette recherche a pour objet l'étude des grottes et des remplissages endokarstiques de Charente en tant que mémoire du climat et des environnements passés. La problématique de départ s'inscrit donc dans les préoccupations actuelles consistant à mieux préciser l'évolution des paléoclimats et paléoenvironnements en se focalisant sur les séquences sédimentaires de grotte associant rythmites détritiques et spéléothèmes. La première orientation repose donc sur un concept devenu classique en karstologie et géologie, à savoir la notion de piège karstique qui a conservé la mémoire du temps à l'abri de l'érosion externe et qui utilise l'analyse d'indicateurs ou signaux (proxys) qu'il convient de décrypter avec des méthodes en constante évolution depuis les datations radiométriques jusqu'à l'imagerie chimique à moyenne et haute résolution.

En nous attachant à l'étude des séquences détritiques souterraines, nous poursuivons ainsi la voie développée par A.-S. Perroux (2005) qui a bien montré l'intérêt et la complexité de l'analyse des remplissages détritiques endokarstiques de même que la nécessité d'utiliser de multiples méthodologies. En dehors de quelques études de cas remarquables comme l'analyse des dépôts varvés souterrains du réseau de la Pierre Saint-Martin (Quinif et Maire, 1998), il faut souligner que cet axe de recherche a été jusque là délaissé en karstologie au profit des spéléothèmes, outil désormais indispensable en paléoclimatologie (Baker et al., 1998 ; Genty et al., 2001 et 2003 ; Fairchild et al., 2007 ; Wainer et al., 2011). Or l'étude conjointe des remplissages souterrains détritiques et chimiques apporte des éléments pour la géomorphologie, l'hydrogéologie, mais également pour la géoarchéologie qui est confronté en permanence à l'étude des dépôts détritiques et aux questions très complexes d'enfouissement des ossements et artefacts divers (taphonomie) (Miskovsky, 1987 ; Stratford, 2011).

1. PROBLEMATIQUE GENERALE : PIEGE SEDIMENTAIRE ET « FANTOMISATION »

Partant du paradigme de piège sédimentaire endokarstique, dont l'emblème reconnu par la communauté scientifique des paléoclimatologues est désormais l'objet spéléothème comme géochronomètre et paléothermomètre, nous avons été amenés à éclairer cette problématique générale à la lumière de faits nouveaux qui s'inscrivent dans le temps long géologique. Ces faits reposent sur des observations faites d'abord en carrières qui démontrent l'existence de phénomènes d'altération isovolume de type « fantôme de roche » comme dans les carrières du Hainaut en Belgique étudiés par les chercheurs de la faculté polytechnique de Mons (Quinif, 2010). Cette découverte répond à une question que nous nous sommes posés sur l'origine de la physionomie des grottes labyrinthiques de Charente. Ces cavités complexes, sans rivière souterraine, présentant de nombreux culs-de-sac, et colmatées par la boue, sont la signature des cavités du bassin karstique de la Touvre, la seconde résurgence de France qui alimente la ville d'Angoulême en eau potable. Plusieurs de ces cavités constituent des regards sur la nappe phréatique qui fluctue de plusieurs mètres entre les périodes de basses eaux et de hautes eaux.

Cette découverte remet en cause le schéma classique de la formation des cavités karstiques par dissolution physico-chimique progressive le long des joints, fissures et fractures. Elle permet aussi de replacer les coupes sédimentaires étudiées dans un contexte plus large. En effet, la question centrale de l'effet de site que nous discutons au cours de cette thèse a profité de la réflexion développée pendant quatre ans dans le cadre du programme ANR Climanthrope, dirigé par Richard Maire, consacré précisément au rôle de l'effet de site dans l'enregistrement du signal climatique et environnemental en grotte de l'Actuel à la Préhistoire. Or il se trouve que la genèse du grand système karstique de la Touvre a bénéficié d'un effet de site géologique et paléogéographique remarquable. Les sites souterrains étudiés ont enregistré le fonctionnement hydro-sédimentaire du Pléistocène moyen à l'Actuel. Ils rendent compte des paramètres locaux et régionaux, mais aussi de facteurs globaux au niveau paléoclimatique.

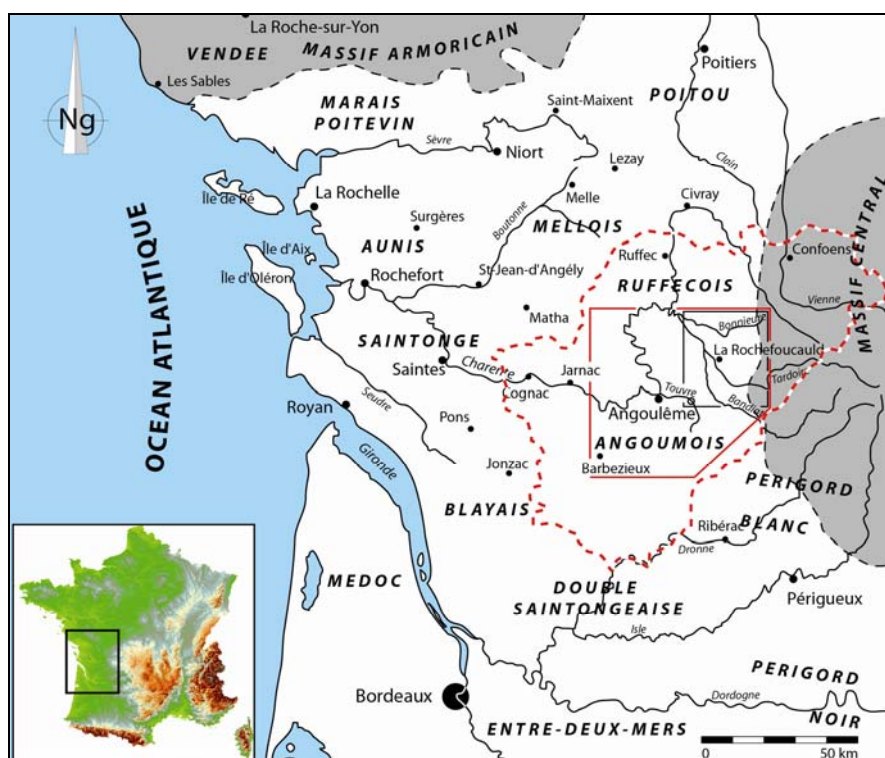


Figure 1 - Carte de situation régionale et localisation du site d'étude (karst de La Rochefoucauld dont les limites sont représentées par le rectangle noir). La ligne discontinue rouge représente les limites départementales de la Charente. Le cœur de l'Angoumois se situe entre Barbezieux et Angoulême. Le secteur d'étude se situe dans le quart nord-est de l'Angoumois appelé aussi Est-charentais.

L'évolution de cette recherche pluridisciplinaire met donc en exergue la nécessité de replacer les objets géologiques dans un contexte spatial et temporel plus large afin de mieux interpréter les signaux détritiques enregistrés. Malgré leur complexité, les séquences détritiques peuvent ainsi apporter des indications précieuses sur la spéléogénèse et sur les paléoenvironnements, surtout si l'on dispose de phases de précipitation chimique (spéléothèmes) permettant de caler chronologiquement les dépôts et de comparer les séquences régionales. Elles peuvent aussi apporter des preuves supplémentaires sur l'évolution géologique et le fonctionnement d'un réservoir souterrain considérée comme mal karstifiée par les hydrogéologues en raison de sa réponse hydrodynamique (Rouiller, 1987) et dont l'exploitation revêt une grande importance pour la ville d'Angoulême. Grottes, remplissages, nappe karstique, hydrologie, fantômisations, paléoenvironnements et paléoclimats sont donc indissociablement liés dans cette contribution qui a

pour but d'apporter certaines réponses, mais aussi de nouveaux éléments pour de futures recherches.



Photo 1 - Vue panoramique des sources de la Touvre. Relief « estompé », vallée peu encaissée et vastes plateaux de faible amplitude donnent un aspect monotone au paysage, caractéristique du pays charentais. Cliché G. Dandurand 24/05/2010.

2. RELATIONS ENTRE SITES ET DEPOTS

Inscrite dans la continuité de ce type de recherche, notre étude vise ainsi à caractériser les relations entre le site et les dépôts de l'endokarst profond. Les milieux souterrains contiennent des dépôts de différentes natures, de nombreux remplissages détritiques parfois laminés, mais aussi des concrétionnements carbonatés, tous pertinents d'un point de vue hydro-sédimentaire, hydro-climatique et environnemental. Notre objectif est de mettre en valeur les principaux paramètres, induits par le site, qui peuvent influencer la nature des enregistrements. En effet, un même type d'archive naturelle n'enregistre pas la même information, en termes de transfert et de conditions de sédimentation, en raison, d'une part, du climat et de l'environnement régional et, d'autre part, du micro-climat souterrain, de la nature de la roche encaissante, de la dimension de la grotte et de sa morphologie, de la géométrie des vides, du contexte hydro-sédimentaire, de la position de la nappe karstique, de la spéléogenèse, de l'impact anthropique, etc. Chacun de ces paramètres vient perturber ou bien modifier, voire favoriser le signal physico-chimique contenu dans chaque sédiment.

La question générale qui sous-tend ce mémoire est relative à l'influence de la morphologie du site et du contexte karsto-spéléologique sur le fonctionnement et les dynamiques hydro-sédimentaires et l'enregistrement des signaux paléoclimatiques et paléoenvironnementaux associés.

Nous partons du postulat que les remplissages détritiques endokarstiques sont une réponse aux variations des dynamiques hydro-sédimentaires liées aux variations paléoclimatiques et environnementales régionales. En outre, dans le but d'une évaluation de la contrainte des paramètres locaux (contexte géospéléologique, géométrie des conduits, situation de l'aquifère, etc.) sur le fonctionnement hydro-sédimentaire et sur l'enregistrement des signaux

paléoclimatiques et environnementaux associés, quatre principaux objectifs ont été fixés, établis comme les étapes successives de notre démarche scientifique :

- caractérisation du contexte géospéléologique et du processus de fantômisation ;
- caractérisation des cavités (typologie), notamment des grottes labyrinthiques ;
- caractérisation des effets de site, des dépôts et signification paléoenvironnementale ;
- nouveau regard sur la spéléogenèse, le réservoir poreux/karstique et la chronologie des dépôts.

3. DEMARCHE SCIENTIFIQUE ET METHODOLOGIE GENERALE DE L'ETUDE

La complexité de l'étude multi-paramètres impose de trouver les clés et une méthode originale pour décrypter les différents signaux paléoclimatiques et paléoenvironnementaux enregistrés dans les dépôts souterrains du karst profond en vue de discriminer les paramètres locaux des paramètres régionaux.

Considérant que chaque archive naturelle est un cas d'espèce et partant du principe que c'est le site qui confère un caractère unique à chaque archive naturelle, on remarque que le piégeage du sédiment est déjà le résultat d'un effet du site. La relation site/sédiments est donc étroite. Par conséquent, la caractérisation du site apparaît comme une étape fondamentale dans la mise en évidence de son influence sur les signaux paléoclimatiques et paléoenvironnementaux. A partir de deux exemples, les grottes de la Fuie et du Bois du Clos, l'étude s'attache à mettre en valeur l'histoire géologique, l'évolution géomorphologique, la karstification, la spéléogenèse et les morphologies des deux sites (i) avant d'identifier les principaux signaux paléoenvironnementaux et paléoclimatiques contenus dans les sédiments de ces deux grottes charentaises (ii et iii). Une approche comparative avec les autres signaux enregistrés dans des sites voisins est envisagée (iv).

L'étude repose essentiellement sur une approche sédimentologique. Les analyses granulométriques, micromorphologiques, géochronologiques et minéralogiques, souvent utilisées, sont couplées, dans cette étude, avec des profils et des cartographies géochimiques par fluorescence X. Les profils géochimiques sont fréquemment employées pour caractériser les sédiments marins, lacustres et continentaux (Peterson *et al.*, 2000 ; Koshikawa *et al.*, 2003 ; Böning *et al.*, 2007 ; Katsuta *et al.*, 2007 ; Kido *et al.*, 2006).

Néanmoins, les analyses géochimiques des sédiments endokarstiques, notamment des remplissages détritiques, sont très peu développées (Darrénougué *et al.*, 2009) alors qu'ils sont maintenant reconnus comme de bons indicateurs des environnements passés et actuels sur tous les continents du globe (Renault, 1967 ; Renault, 1990 ; Maire, 1990 ; Maire *et al.*, 1994 ; Quinif, 1994a ; White, 2007 ; Vanara et Douat, 2010). Les analyses des isotopes stables $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ à partir des spéléothèmes, mises en œuvre depuis les années 1970 (Hendy, 1971), permettent des reconstitutions paléoclimatiques à haute résolution (Perrette, 2000 ; Genty, 2002 ; Genty *et al.*, 2003 ; Couchoud, 2006 ; Genty *et al.*, 2006, Nader *et al.*, 2009). Les récentes imageries chimiques par fluorescence X obtenues sur des dépôts endokarstiques (Ortega et al., 2005 ; Darrénougué *et al.*, 2009 ; Dandurand *et al.*, 2010 ; Perroux *et al.*, 2009) s'avèrent être une méthode originale et un outil prometteur pour mieux utiliser les rythmites détritiques et les spéléothèmes dans les

reconstitutions des variations paléoclimatiques et paléoenvironnementales. Le croisement de ces différents outils permet aussi de :

- reconstituer l'évolution géomorphologique locale et régionale ;
- mettre en évidence les dynamiques hydro-sédimentaires actuelles et passées ;
- caractériser la nature des spéléothèmes et des remplissages détritiques souterrains.

4. HISTORIQUE DES RECHERCHES SUR LE KARST DE LA ROCHEFOUCAULD

Pour répondre à ce questionnement, deux cavités ont été choisies : la grotte du Bois du Clos (commune de Pranzac) et la grotte de La Fuie (Chasseneuil), situées dans le secteur du karst de La Rochefoucauld, en Charente.

Notre étude s'inscrit dans la continuité et dans le champ d'un certain nombre de recherches effectuées dans la région charentaise. Un tableau historique présente un aperçu de l'intérêt que portent les chercheurs à la richesse des milieux naturels charentais. Les premières études naturalistes remontent à la fin du XIX^e siècle. Le géologue H. Coquand (1858-1860) propose le premier une description physique générale du département de la Charente. Il est à l'origine d'un inventaire minutieux et fondamental des ressources géologiques charentaises, à partir desquelles il décrit de nouveaux stratotypes du Crétacé supérieur en Charente-Maritime qu'il nomme le Coniacien (Cognac), le Santonien (Saintes) et le Campanien (Champagne).

Son inventaire évoque déjà les grottes étagées de Rancogne située en rive gauche de la Tardoire. Objets géographiques incontournables à l'époque, elles ont été d'abord signalées par le père Chabenat en 1784 puis explorées par P. Despignat en 1822. E.-A. Martel (1894, 1921, 1928) explore à deux reprises, en 1892 puis en 1900, les grottes de Rancogne, mais également la Fosse Mobile dans la forêt de la Braconne. Il visite aussi les sources vaclusiennes de la Touvre dont l'origine reste encore obscure. Par la suite, C. Passerat (1911) propose une description des morphologies fluviales de la Charente et une évolution géomorphologique générale de la région selon quatre grands cycles. L'origine et l'orientation des cours de la Tardoire et du Bandiat sont alors discutées. C'est l'époque de la théorie cyclique de Davis, reprise notamment dans le célèbre traité de Géographie Physique d'Emmanuel de Martonne (1909).

Les sources de la Touvre continuent d'intriguer. Durant l'entre-deux-guerres, R. Mailleux (1932) et l'abbé P. Lescuras (1933) sont les premiers à mettre en relation les sources de la Touvre avec les pertes observées dans les vallées du Bandiat et de la Tardoire. Ce n'est probablement pas un hasard si, seulement trois ans plus tard, N. Casteret, dont la curiosité a été suscitée par la nouvelle théorie de R. Mailleux et l'abbé Lescuras, vient étudier les résurgences de la Touvre dans les années 1936-1937 (Ridoïn, 1990). Le voyage de N. Casteret contribue largement à l'exploration et à la découverte de nouveaux réseaux souterrains en Charente, notamment les grottes du Quéroy (Casteret, 1939).

Après la Seconde Guerre mondiale et jusqu'au milieu des années 1970, les découvertes sur le karst charentais sont le fait de deux géographes, H. Enjalbert et Y. Guillien. H. Enjalbert (1947) innove par sa description précise des morphologies karstiques de surface : paléo-poljés de la Tardoire et du Bandiat, pertes, dolines d'effondrement, avens de La Braconne. La morphogénèse

karstique est mise en relation avec l'hydrologie karstique. L'intérêt du karst de La Rochefoucauld dans l'évolution géomorphologique régionale est mis en évidence (Enjalbert, 1952, 1960). A partir de la deuxième moitié des années 1950, dans une approche morpho-pédologique, Y. Guillien et A. Vatan (1947), Y. Guillien (1955, 1965a, 1965b, 1976, 1980), S. Duplaix et Y. Guillien (1956, 1967), R. Fridman *et al.* (1961), Y. Guillien et J.-J. Puissegur (1969), S. Duplaix (1970), Y. Guillien et J.-P. Lautridou (1974) ont précisé la chronologie plio-quadernaire régionale à partir de l'étude stratigraphique et minéralogique des dépôts fluvio-lacustres des paléo-poljés de la Tardoire et du Bandiat. Les travaux de Y. Guillien proposent une approche multidisciplinaire originale pour l'époque. Associés aux études des paléontologues, des préhistoriens (Guillien, 1942 ; David et Guillien, 1953) et des palynologues (Depape, Florschütz et Guillien, 1954), ils mettent en évidence les contextes paléo-environnementaux des nombreuses formations archéologiques découvertes depuis la fin du XIX^e siècle.

Entre les années 1975 et 1980, les études augmentent et s'orientent principalement vers deux domaines : la morpho-sédimentologie de surface et l'hydrogéologie. Dans la continuité des travaux de Y. Guillien, G. Callot (1971, 1975, 1976) cartographie les formations géo-pédologiques dans l'ensemble du bassin de la Charente. Parallèlement, M. Seguin (1969), R.E. Quélenec (1971), J. Vouvé (1975) et D. Rambaud (1979) focalisent leur recherche sur l'hydrogéologie du bassin de la Touvre (étude des variations de débits de la Touvre, analyses géochimiques des sources, quantification des transports de matériaux). Le fonctionnement hydrodynamique actuel et passé des sources est caractérisé. Un modèle explicatif des variations de débit de la Touvre est proposé.

L'étude hydrogéologique a pour objectif d'affiner la qualité des prévisions en vue d'une exploitation agricole et d'assurer l'alimentation de l'agglomération d'Angoulême. Mais ce n'est que quinze ans plus tard que D. Rouiller (1987) met en évidence les deux aquifères du bassin de la Touvre (la Lèche et la Touvre) grâce à l'étude de l'évolution hydrochimique de ses débits ainsi que la vidange très lente du karst noyé à l'étiage par le calcul des coefficients de tarissement. Dans le même temps, de la fin des années 1970 jusqu'au milieu des années 1980, P. Daniou et N. Gourdon-Platel (1977), P. Daniou (1978, 1979, 1981), J. Dubreuilh et J.-P. Platel (1982), N. Gourdon-Platel et P. Lambert (1986-1987) s'attachent à critiquer la notion de *sidérolithique*, abusivement utilisée pour l'ensemble des dépôts de surface détritiques charentais.

Les années 1990 se marquent par une diminution des études scientifiques consacrées au karst de La Rochefoucauld. Néanmoins à partir de 1995, lancées par C. Touloumdjian dix ans auparavant, les explorations spéléologiques en plongée se multiplient au niveau des sources de la Touvre (Font de Lussac et le Bouillant-Dormant). La cote - 130 m est atteinte en 1996 par L. Giordano, puis - 143 m la même année par P. Barnabé. L'exploration spéléologique classique se poursuit également (Vauvillier, 1981 ; Savin et Savin, 1986). Les travaux de recherches de M. Larocque (1997), M. Larocque *et al.* (1998), M. Larocque et M. Razack (1998) et B. Kurtulus et M. Razack (2007) visent à modéliser les écoulements en milieu poreux à partir des propriétés du karst de La Rochefoucauld (piézométrie, importance des réserves, variabilité des écoulements, porosité de l'encaissant, conductivités hydrauliques...). Le fonctionnement et la structuration du karst de La Rochefoucauld sont donc progressivement précisés grâce aux explorations spéléologiques et aux modélisations. Il faut cependant attendre la fin des années 1990 et la première décennie du XXI^e siècle pour que le karst profond devienne un objet d'étude scientifique. En effet, les cavités

charentaises contiennent de nombreux dépôts sédimentaires variés et accessibles depuis les découvertes des spéléologues. C. Ferrier et B. Kervazo (1999), P. Bertran (1999), I. Couchoud (2006), I. Couchoud et al. (2009) et A. El Albani *et al.* (2010) mettent en évidence l'intérêt paléoclimatique, paléoenvironnemental des dépôts de grotte - détritiques et carbonatés - à l'échelle régionale et locale.

De manière continue et régulière, depuis les années 1970, les études géologiques, paléontologiques et les fouilles archéologiques ont été menées conjointement (chap. 8.3). La géologie de la région a fait l'objet de très nombreuses études, débordant souvent le seul cadre de l'Angoumois (Bourgeuil *et al.*, 1970 ; Cassoudebat et Platel, 1976 ; Daniou et Gourdon-Platel, 1977 ; Gabilly *et al.*, 1978 ; Dubreuilh et Platel, 1982 ; Bambier *et al.*, 1983 ; Hantzpergue *et al.*, 1984 ; Hantzpergue, 1985 ; Le Pochat *et al.*, 1986 ; Floc'h *et al.*, 1987 ; Moreau, 1996 ; Platel, 1998 ; Tournepiche, 1998).

Les dépôts continentaux cénozoïques, localisés au contact du Bassin Aquitain et du Massif Central ont permis de mettre en évidence les changements climatiques survenus entre la fin du Crétacé et le début du Tertiaire (Simon-Coinçon *et al.*, 1997). Certains remplissages plus récents ont été décrits par les palynologues (Laville *et al.*, 1986 ; Peyrot *et al.*, 2005), les paléontologues et les préhistoriens, qui ont établi une chronologie précise du Quaternaire dans la région (Schvoerer *et al.*, 1977 ; Schwarcz et Debénath, 1979 ; Schwarcz *et al.*, 1983 ; Blackwell *et al.*, 1992 ; Fizet et Lange-Badré, 1995 ; Debénath et Tournepiche, 1996 ; Griggo, 1996 ; Delagnes *et al.*, 1999 ; Matilla et Debénath, 2003 ; Colin *et al.*, 2004 ; Debénath, 2006 ; Chase *et al.*, 2007).

5. LE KARST DE LA ROCHEFOUCAULD ET LE CHOIX DES SITES D'ETUDE

Notre étude du karst de La Rochefoucauld s'inscrit dans la continuité de cette longue histoire des recherches naturalistes de la Charente. L'abondance de la littérature est un atout majeur, car elle offre une masse d'informations qui permet des comparaisons avec les résultats obtenus dans d'autres domaines des géosciences et sur d'autres sites.

Les cavités charentaises, notamment dans la région de La Rochefoucauld, contiennent de nombreux remplissages sédimentaires variés et accessibles (Chabert, 1981 ; Salomon, 2000 ; Dandurand, 2010). Au contact des premiers contreforts du Massif Central à l'est et la bordure nord-orientale du Bassin Aquitain à l'ouest, le karst de La Rochefoucauld s'étend sur environ 500 km² (figure 1). Caractéristique des paysages charentais, le relief monotone angoumois se présente sous la forme d'une série de bas plateaux aux altitudes décroissantes vers l'ouest ; elles passent de 250 m à l'est, à 125 m au niveau de la forêt de la Braconne. Trois rivières, la Bonnieure, la Tardoire et le Bandiat, affluents et sous-affluents de la Charente, y convergent vers le Nord. Le karst se développe pour l'essentiel dans les roches carbonatées du Jurassique moyen et supérieur. Les phénomènes exo- et endokarstiques sont localisés pour la plupart sur le plateau de la Braconne et de Bois Blanc. La couverture détritique tertiaire qui recouvre une large surface au nord et à l'est masque le modelé karstique de surface. Une grande partie des écoulements superficiels sur le substrat cristallin, s'infiltre dans les roches carbonatées et fissurées du bassin sédimentaire. Elle est détournée par un vaste système noyé qui alimente la nappe phréatique. Les eaux souterraines, qui drainent la structure monoclinale à faible pendage (5 à 7°) ouest et sud-ouest, plongent

profondément mais se trouvent barrées par la couche géologique imperméable argilo-marneuse du Trias. Elles remontent au niveau de la faille de l'Echelle à l'Ouest (Rouiller, 1987 ; Choppy, 1995). L'unique exutoire est constitué par les sources de la Touvre formées par trois griffons, le Font de Lussac, le Bouillant et le Dormant. Son module assez constant de 13 m³/s la classe au deuxième rang des résurgences karstiques de France, après la célèbre Fontaine de Vaucluse.

L'étude porte sur deux cavités (figure 2). La grotte du Bois du Clos se situe à 5 km à l'Est des émergences de la Touvre. Son développement de 1 200 m, la possibilité d'avoir accès à l'aquifère et surtout la variété des dépôts sédimentaires détritiques et carbonatés en font une cavité tout à fait particulière en Charente. Une salle notamment, la salle de la Boue, présente une séquence sédimentaire remarquable de plus de 5 m de haut.

La grotte de La Fuie se situe au nord du bassin d'alimentation. Le choix de ce site d'étude repose sur plusieurs atouts. Encore active et proche de la vallée de la Bonnieure, la cavité apparemment « jeune », est très sensible aux conditions hydrodynamiques actuelles. La réponse sédimentaire se traduit par un puissant remplissage détritique, réparti de façon homogène dans toutes les galeries de la cavité. Par ailleurs, le réseau, de plus de 1 000 m de longueur cumulée, se développe sous une épaisse couverture détritique cénozoïque qui a joué un rôle primordial dans la spéléogénèse. L'intérêt majeur est que cette spéléogénèse encore active se passe sous nos yeux. La cavité constitue donc un laboratoire souterrain en temps réel, qui donne un aperçu de ce qu'a pu être l'évolution des grottes en Charente, notamment au cours du Pléistocène avec le rôle conjoint joué par la fantômisatation et le battement de la nappe.

6. PLAN DE L'ETUDE

En vue de discuter l'apport de notre recherche en matière de décomposition du signal environnemental karstique, de discrimination des parts internes et externes dans le signal enregistré et de réponses hydro-sédimentaires aux changements climatiques du Pléistocène moyen-supérieur à l'Actuel, nous divisons ce mémoire en deux grandes parties suivies d'un chapitre de synthèse.

La première partie s'attache à caractériser les deux sites souterrains étudiés, replacés dans le contexte géologique, géomorphologique et hydrogéologique. La deuxième partie présente la méthodologie élaborée en corrélation avec les objectifs avant de présenter les résultats de l'étude sédimentologique et géochimique des deux séquences sédimentaires. Le chapitre de synthèse propose une interprétation à partir de la comparaison entre les deux sites et les autres sites régionaux (Charente, Dordogne) et de revenir sur l'importance primordiale du processus de fantômisatation dans la genèse et le fonctionnement du système de la Touvre.

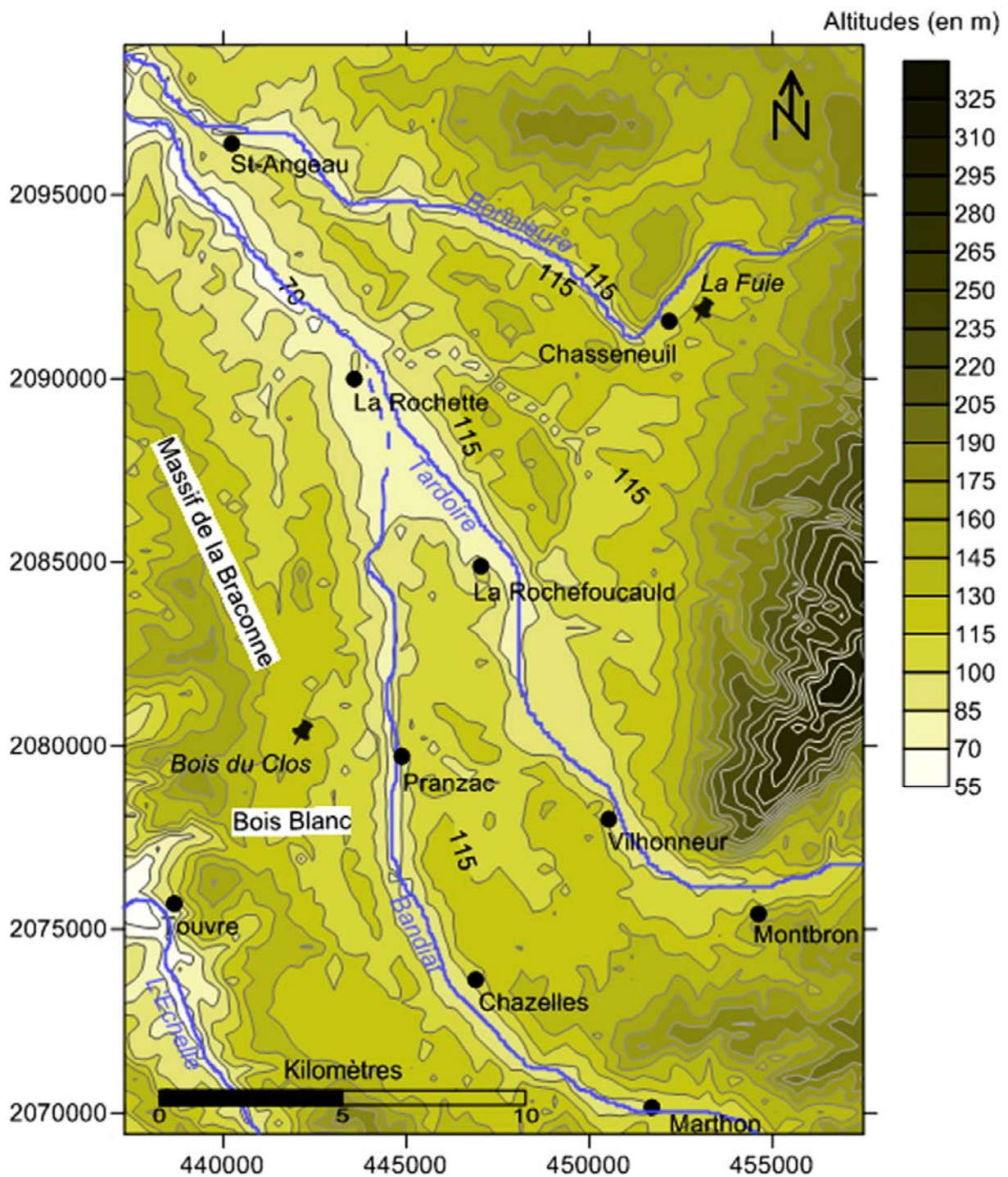


Figure 2 - Carte hypsométrique du karst de La Rochefoucauld et localisation des deux cavités étudiées. Carte réalisée à partir du logiciel Surfer v. 9.

Partie 1

Le karst charentais Histoire géologique, processus d'altération-karstification, système karstique et cavités

« Imitant en ceci les voyageurs qui, se trouvant égarés en quelque forêt, ne doivent pas errer en tournoyant, tantôt d'un côté, tantôt d'un autre, ni encore moins s'arrêter sur place, mais marcher toujours le plus droit qu'ils peuvent vers un même côté, et ne le changer point pour de faibles raisons, encore que ce n'ait peut-être été au commencement que le hasard seul qui les ait déterminés à le choisir : car, par ce moyen, s'ils ne vont justement où ils désirent, ils arriveront au moins à la fin quelque part, où vraisemblablement ils seront mieux que dans le milieu de la forêt ».

R. Descartes (1636), Discours de la Méthode, 3^e partie. Edition Garnier-Flammarion, 1992, p. 47.



Photo 2 - Les sources de la Touvre. L'un des trois principaux exutoires, le Font de Lussac, s'ouvre sur la gauche au premier plan. En haut, en période de crue, cliché R. Maire 25/03/2007. En bas, en étiage, cliché B. Losson 16/09/2011.

Chapitre 1

Histoire géologique et de la pré-karstification/karstification depuis le Mésozoïque

Introduction

Ce premier chapitre est consacré aux conditions géologiques qui ont prévalu dans le temps long, depuis le Mésozoïque, pour expliquer la complexité de la karstification actuelle du système de la Touvre. L'histoire géologique et géomorphologique, en lien direct avec la paléogéographie et l'histoire tectonique, permet de mieux comprendre l'influence des longues périodes d'émersion sur l'altération (fantômisiation), l'érosion et la karstification des terrains carbonatés, le développement des formations superficielles et des terrasses, le creusement des réseaux souterrains en lien avec celui des vallées principales.

Cette longue histoire qui s'inscrit sur plus de 150 millions d'années, depuis la fin du Kimméridgien, constitue une échelle de temporalité fondamentale pour comprendre la répartition spatiale des phénomènes karstiques actuelle et la karstification en cours. Les phases de quiescence tectonique sont des périodes d'attente et de préparation à la karstification future alors que les phases tectoniques (compression, surrection) sont des périodes d'accélération dans la mise en place des reliefs et des couvertures détritiques (Delannoy, 1997). Toutefois des processus rétroactifs peuvent intervenir, par exemple à cause de la fossilisation du calcaire par du matériel détritique qui peut favoriser le blocage des infiltrations, puis la mise en route progressive du processus de crypto-karstification. Quant aux changements climatiques plio-quadernaires liés au forçage astronomique, ils ont joué un rôle important dans les cycles de sédimentation détritique et de précipitation chimique (spéléothèmes) au sein de réseaux karstiques mis en place au cours de cette période « courte » à l'échelle géologique (chap. 6 et 7).

1. HISTOIRE GEOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE DEPUIS LA FIN DU KIMMERIDGIEN

L'atonie des reliefs continentaux charentais est liée aux vastes surfaces sub-structurales incisées par des vallées à fond large. Les reliefs charentais sont formés par de vastes plateaux calcaires plats ou ondulés. Les seuls volumes notables, toujours de faible amplitude, sont dus aux vallées encaissées de la Charente et de ses affluents (Passerat, 1911 ; Enjalbert, 1947, 1952, 1960 ; Sellier, 2010) et à quelques accidents tectoniques post-mésozoïques. Ce modelé émoussé et ténu donne au paysage un aspect monotone, très caractéristique du pays Angoumois (photo 1, introduction).

L'histoire géologique et les étapes de la mise en place des unités litho-stratigraphiques sont bien développées dans la littérature. S'appuyant sur les travaux géologiques régionaux, les descriptions visent principalement à exposer les caractères généraux du karst de La Rochefoucauld. Par ailleurs, l'exposition du cadre chronostratigraphique de la géodynamique et de la tectonique de la bordure nord-orientale du Bassin aquitain sur le temps long permet de reconstituer l'évolution paléogéographique de la région d'Angoulême et de La Rochefoucauld, point de départ essentiel à la caractérisation des sites d'étude.

La structure régionale est marquée par un contact entre le socle cristallin, qui forme les premiers contreforts du Massif Central à l'est, et la couverture sédimentaire de la marge nord-orientale du Bassin Aquitain à l'Est (figure 3). Cependant, nous insisterons davantage sur la mise en place des assises sédimentaires, en vue de bien mettre en évidence les grandes phases de karstification. Les affleurements géologiques s'ordonnent en bandes d'orientation méridienne (figure 3). Leur âge est décroissant de l'est (Lias), en bordure des terrains cristallins du Massif central, vers Angoulême à l'ouest, où les assises sédimentaires jurassiques et crétacées forment la bordure nord-est du Bassin Aquitain.

1.1. Le socle cristallin des monts du Limousin

Le socle cristallin comprend à la fois une série de roches métamorphiques structurées pendant l'orogénèse hercynienne et des roches plutoniques (Bambier *et al.*, 1983 ; Le Pochat *et al.*, 1986). D'âge Dévonien moyen (385-375 Ma), il a subi deux phases plicatives, puis un magmatisme post-métamorphe (Bambier *et al.*, 1983). Il a été porté finalement à l'affleurement par érosion des parties hautes de la chaîne hercynienne, pénéplanée dès la fin du Paléozoïque. Le socle a été par la suite l'objet d'une tectonique cassante. Structuré en horsts et en grabens, il a été affecté par des effondrements qui se sont produits sur la bordure occidentale par un jeu de failles normales au cours de distensions triasiques.

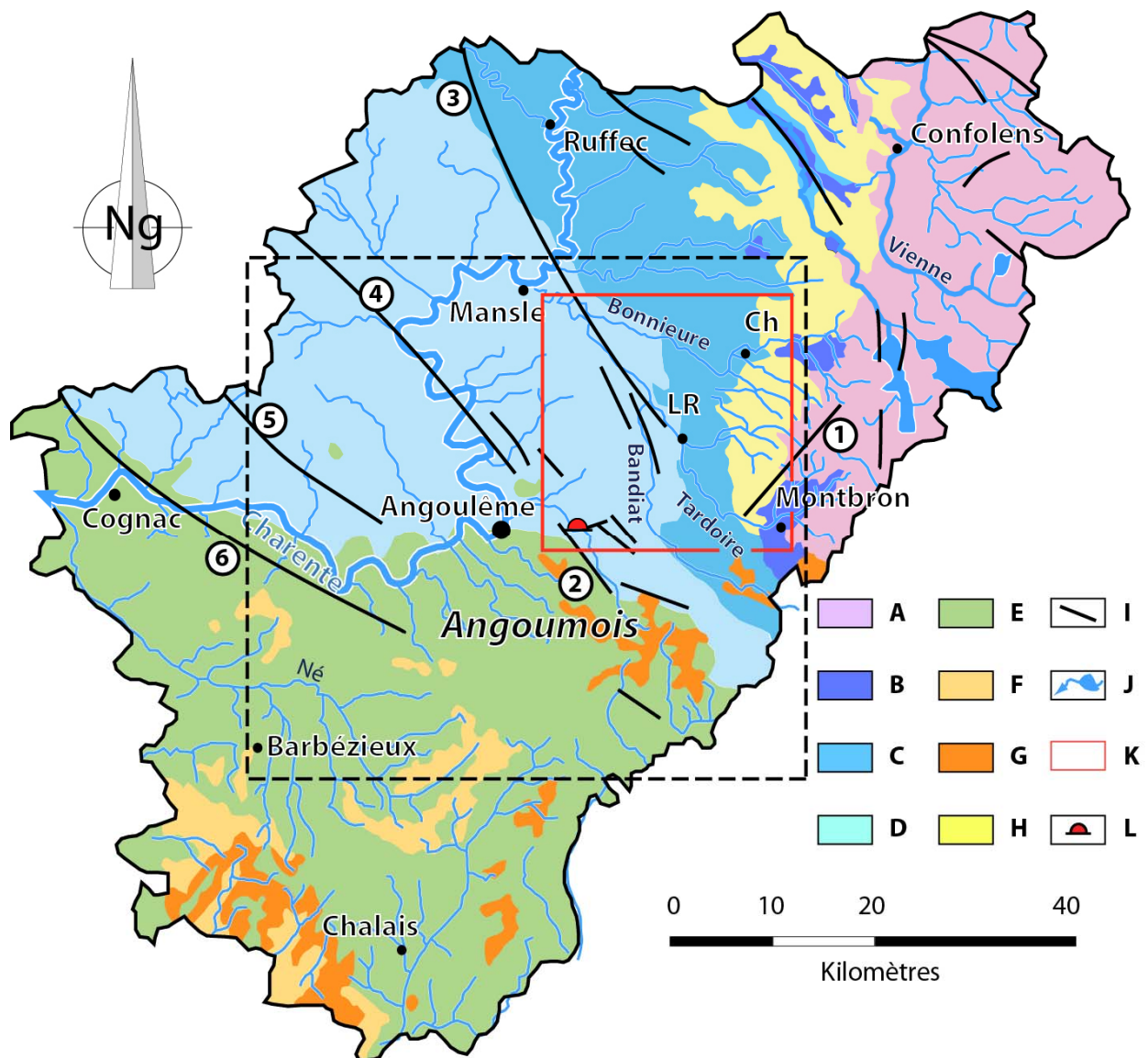


Figure 3 - Carte géologique simplifiée de la Charente (d'après la carte géologique de la France au 1/1.000.000 du BRGM, 1996). Le rectangle en tiret noir délimite l'Angoumois ; le rectangle rouge correspond au bassin de la Touvre. A. Socle paléozoïque granitique et schisteux. B. Jurassique inférieur : calcaires dolomitiques, sables, marnes et argiles. C. Jurassique moyen : calcaires fins à silex. D. Jurassique supérieur : calcaires argileux détritiques et calcaires récifaux. E. Crétacé supérieur : calcaires graveleux et argileux. F. Éocène : sables argileux à galets. G. Oligocène-Miocène : sables argileux à galets. H. Pliocène-Pléistocène : argile sableuse à silex. I. Faille. J. Cours d'eau principaux. K. Karst de La Rochefoucauld. L. Émergences de la Touvre. 1. Faille d'Orgedeuil. 2. Faille de l'Échelle. 3. Faille de Saint-Ciers. 4. Faille d'Aulnay. 5. Faille de Matha. 6. Faille de Cognac. Ch = Chasseneuil. LR = La Rochefoucauld

Les bassins versants des cours amont du Bandiat, de la Tardoire et de la Bonnieure sont constitués par une assise granitique représentée par des micaschistes et des gneiss plagioclasiques. Deux types de terrains granitiques ont été identifiés (Hantzpergue, 1985 ; Rouiller, 1987) :

- Les bassins amont de la Tardoire et de la Bonnieure sont formés par des granites à deux micas, composés de quartz, d'orthoses perthitiques, d'albites-oligoclases, de muscovites et de biotites.

- Le bassin amont du Bandiat est formé par des granodiorites qui comprennent des quartz, des orthoses perthitiques, des plagioclases sodiques et des biotites souvent chloritisées. Des gîtes manganésifères sont localisés dans la région de Nontron.

La composition minéralogique du socle cristallin est précisée car elle a une influence non négligeable sur la composition minéralogique des dépôts détritiques endokarstiques enregistrés dans les deux cavités étudiées, situées en aval des bassins versants du Bandiat et de la Bonnieure.

1.2. Les terrains sédimentaires liasiques de l'Angoumois

La série mésozoïque, discordante et transgressive, repose donc sur ce socle induré qui se comporte par la suite comme une série de blocs rigides jouant le long d'anciennes failles. La période post-orogénique se caractérise par une relative stabilité tectonique, favorisant ainsi une sédimentation marine essentiellement carbonatée dans un contexte qui s'est approfondi. La pénéplation du socle cristallin a conduit aux premiers apports détritiques de faible épaisseur qui se rencontrent à l'interface entre les terrains cristallins et les terrains carbonatés (Bambier *et al.*, 1983). Il s'agit des formations transgressives du Lias constituées par :

- L'Infra-Lias, épais d'une dizaine de mètres, est constitué par des formations transgressives reposant directement sur le socle. Elles sont constituées de grès, de sables quartzeux et d'argiles versicolores.
- Le Sinémuro-Hettangien et le Pliensbachien sont représentés par des dolomies, des calcaires dolomitiques (~ 30 m) et des calcaires plus ou moins gréseux (~ 10 m).
- Le Toarcien et l'Aalénien sont représentés par des argiles et des marnes formant la base imperméable de la série jurassique. Les formations s'épaississent d'est en ouest : de 10 m d'épaisseur vers Montbron, elles passent à 20 m d'épaisseur au niveau de La Rochefoucauld, puis à 100 m à l'ouest de la forêt de la Braconne.

Les dépôts du Lias inférieur traduisent la première transgression marine qui se stabilise du Toarcien jusqu'au Jurassique supérieur. Le milieu de mer ouverte est atteint au Lias supérieur avec des dépôts argilo-marneux. L'augmentation de l'épaisseur des assises vers l'ouest « *démontre l'existence d'une aire de subsidence occidentale durant cette période* » (Hantzpergue *et al.*, 1984).

1.3. La mise en place au Jurassique d'une plate-forme carbonatée et d'un haut-fond

Dans la région d'Angoulême, durant le Dogger et le début du Jurassique supérieur, la sédimentation est dominée par des calcaires argileux et des marnes correspondant à des dépôts océaniques francs dont les oscillations sont de faible amplitude. Au niveau de La Rochefoucauld, dès le Bajocien, une plate-forme carbonatée peu profonde mais à forte énergie s'est mise en place. Son influence a persisté jusqu'au Kimméridgien inférieur. Dans un second temps, à la base de l'Oxfordien, une zone de haut-fond apparaît au niveau des forêts de la Braconne et de Bois Blanc. La mise en place

de cette zone de haut-fond a largement contribué aux variations de faciès lithologiques au sein des formations carbonatées dans la région. A partir des travaux des géologues et des paléontologues (Bourgueil *et al.*, 1970 ; Hantzpergue, 1979 ; Hantzpergue et Maire, 1981 ; Bambier *et al.*, 1983 ; Hantzpergue *et al.*, 1984 ; Hantzpergue, 1985 ; Foucher, 1986 ; Le Pochat *et al.*, 1986 ; Rouiller, 1987 ; Tournepeche, 1998 ; Colin *et al.*, 2004), une synthèse permet de distinguer trois grands types de faciès carbonatés (figures 4-5-6) :

- L'épaisse série de calcaires et de calcaires dolomitiques du Bajocien et du Bathonien (figure 4) se caractérise du sud vers le nord par des faciès finement grenus (> 100 m), puis par des faciès oolithiques et bioclastiques grossiers au niveau de La Rochefoucauld et de Vilhonneur (> 200 m). Au nord et à l'ouest, cette même série carbonatée se réduit à nouveau à une centaine de mètres d'épaisseur et présente un faciès très fin, devenant argileux au nord de la Bonnieure.
- Inversement, les formations carbonatées du Callovien passent d'une centaine de mètres de calcaires micritiques très fins au nord et à l'ouest, à une vingtaine de mètres d'épaisseur de calcaires blancs sublithographiques au niveau de la plate-forme de La Rochefoucauld.
- Les calcaires du Jurassique supérieur (Oxfordien et Kimméridgien inférieur) présentent une alternance de faciès récifaux et périrécifaux durs (Bourgueil *et al.*, 1970 ; Hantzpergue *et al.*, 1984 ; Hantzpergue, 1985) qui correspondent à la mise en place d'un haut-fond dans la région comprise entre la Tardoire et la vallée de l'Echelle. Cette épaisse série carbonatée (> 200 m) passe vers l'ouest à une puissante série de marnes et de calcaires marneux (> 400 m).

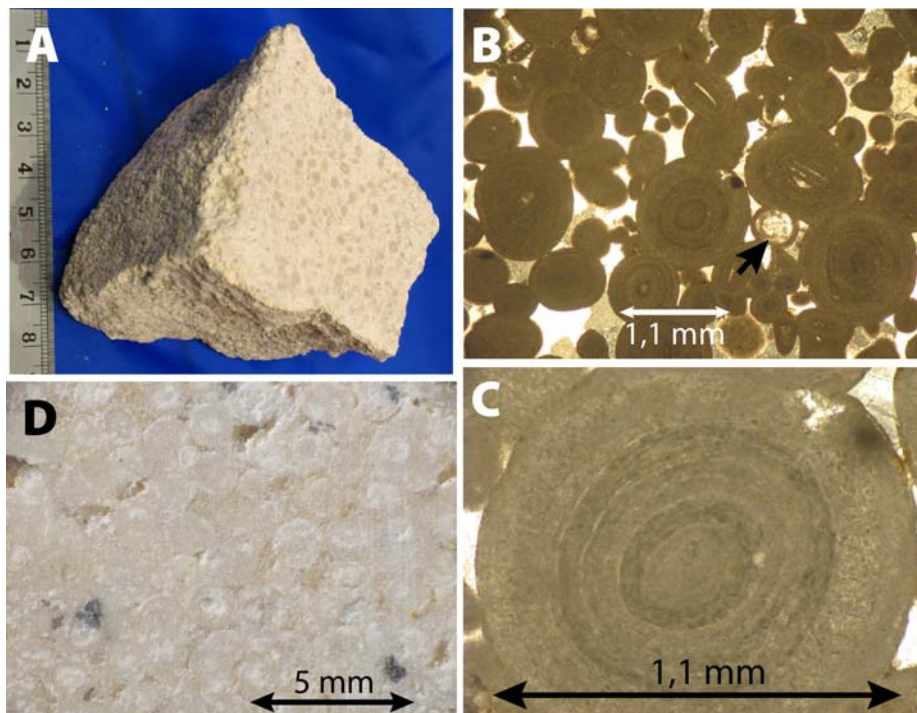


Figure 4 - (A et D) Calcaire blanc oolithique à ciment sparitique du Bathonien (éch. 29.1) prélevé dans la carrière de Mas de Baud (X : 600644 ; Y : 2429167 ; Z : 125 m). (B) Cimentation sparitique ("LN"). La flèche indique une recrystallisation sparitique de l'oolithe. (C) Structure d'une oolithe de 1 mm de diamètre.

Ces variations latérales de faciès ont conditionné les effets de la karstification. Les calcaires oolithiques récifaux et périrécifaux du Jurassique moyen et supérieur se prêtent davantage à la karstification et à l'altération que les calcaires marneux plus à l'ouest du Kimméridgien supérieur. Par ailleurs, l'édification d'un haut-fond est un paramètre important, responsable de la mise en place, de l'individualisation et de la configuration actuelle du karst de La Rochefoucauld.

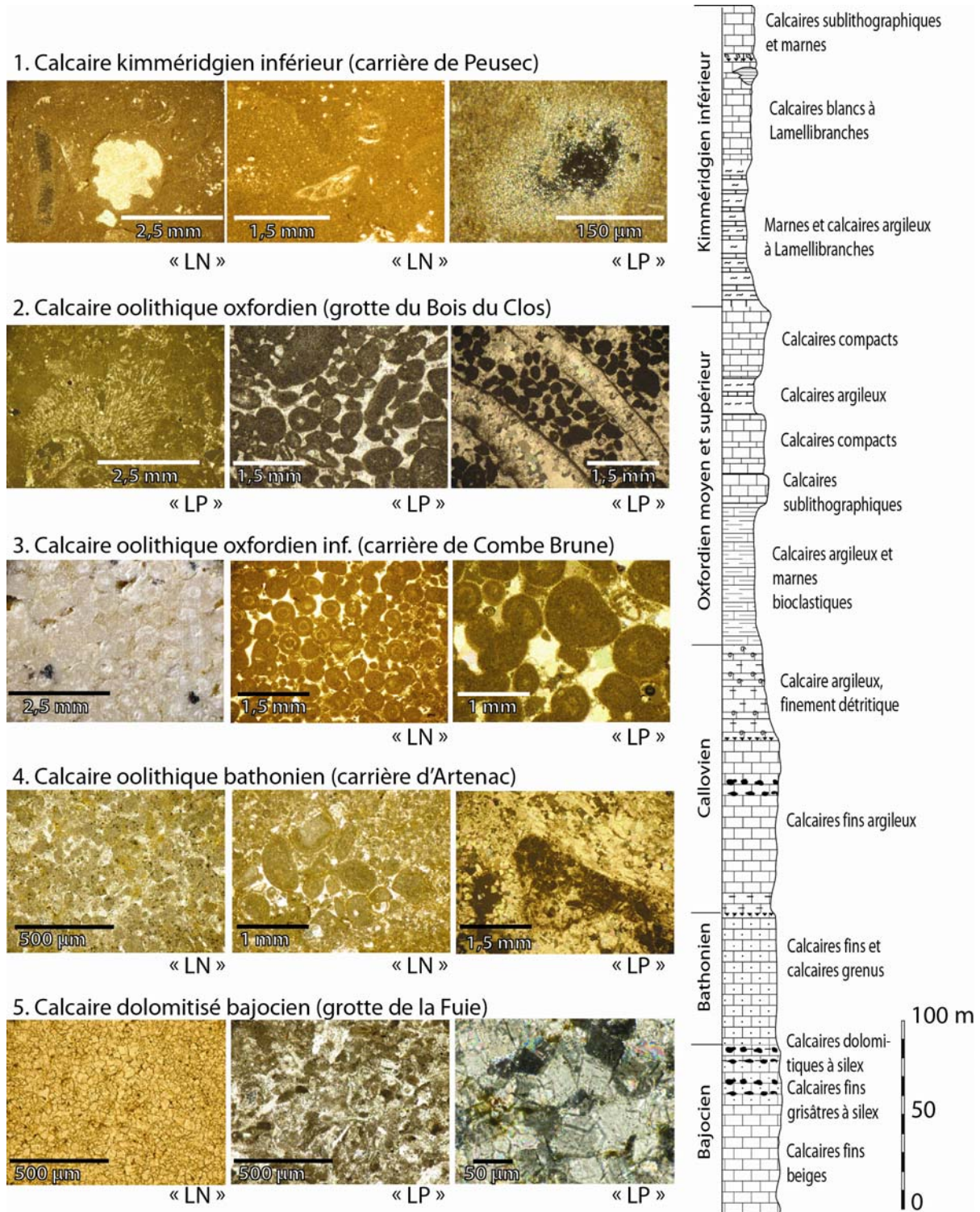


Figure 5 - Pétrographie des différentes roches constituant la plate-forme carbonatée jurassique du bassin de la Touvre. Les calcaires oolithiques sont nettement dominants (2-3-4). Les oolithes micritiques sont prises dans un ciment sparitique. Le calcaire bajocien présente une matrice dolosparitique (5). La matrice du calcaire kimméridgien est micritique à microsparitique (1).

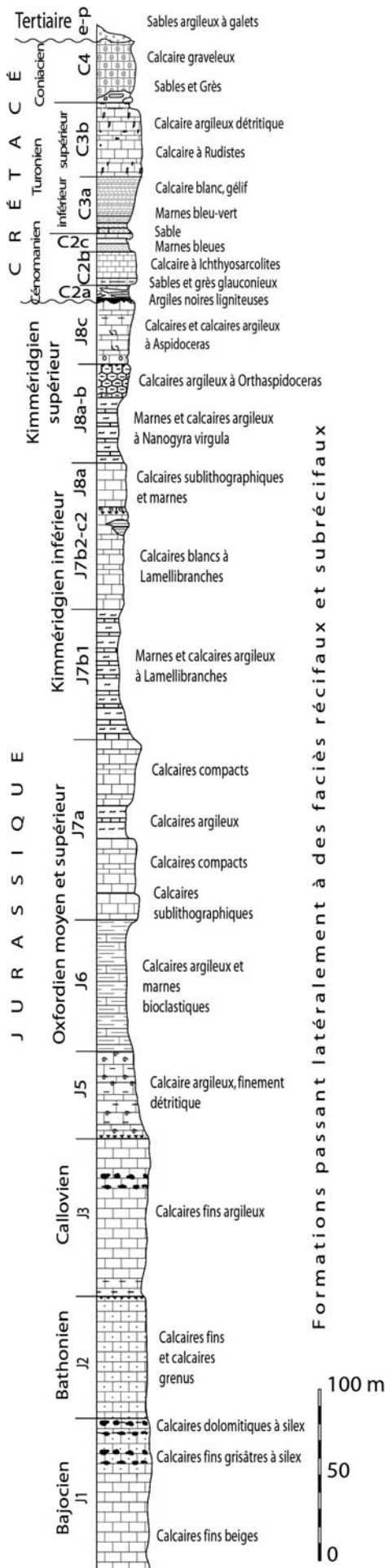


Figure 6 - Lithostratigraphie des formations sédimentaires jurassiques et crétacées de l'Angoumois (d'après Bourgueil *et al.*, 1970 ; Hantzpergue *et al.*, 1984 ; Gabilly *et al.*, 2007).

A la fin du Jurassique, un environnement intertidal à supratidal permet des émergences courtes, mais de plus en plus fréquentes de l'Angoumois. Après une dernière avancée marine au Kimméridgien supérieur, qui a fini par recouvrir totalement la Charente, les accumulations carbonatées cessent au Purbeckien, la mer se retirant définitivement. Par la suite, les calcaires marins exondés sont recouverts partiellement par un complexe argilo-sableux provenant de l'érosion des terrains émergés du Massif central. Une première surface d'érosion se met en place. Les massifs carbonatés, notamment le paléo-relief de la Braconnne et du Bois Blanc formé par les anciens platiers récifaux de haut-fond, sont arasés. La pénéplanation générale des secteurs émergés est à l'origine d'une topographie assez plane et peu élevée en altitude.

1.4. Le legs du Crétacé

L'émergence de l'ensemble de la région d'Angoulême et de La Rochefoucauld au Crétacé inférieur, puis la transgression marine majeure du Crétacé supérieur qui commence dès le début du Cénomanien, transforment considérablement la plate-forme carbonatée jurassique (Platel, 1989).

Durant tout le Crétacé inférieur, pendant 35 Ma environ, la plate-forme nord-aquitaine est en partie émergée (Platel, 1989). Elle connaît alors une grande période continentale pendant laquelle une activité érosive intense accompagnée de mouvements tectoniques distensifs vont contribuer à la disloquer et à l'altérer en profondeur. Le moteur de cette tectonique en distension est l'ouverture du Golfe de Gascogne le long de la branche Biscaye-Gascogne de la ride atlantique. Le rifting se traduit dans le secteur d'étude par des failles normales de direction NW-SE qui ont probablement joué pendant cette période. Ce rifting est associé à une subsidence importante en lien avec une contraction de la partie supérieure de la lithosphère (Platel, 1989). Des compartiments s'affaissent en

direction du SW et les couches sédimentaires basculent au fur et à mesure que le socle s'enfonce par subsidence.

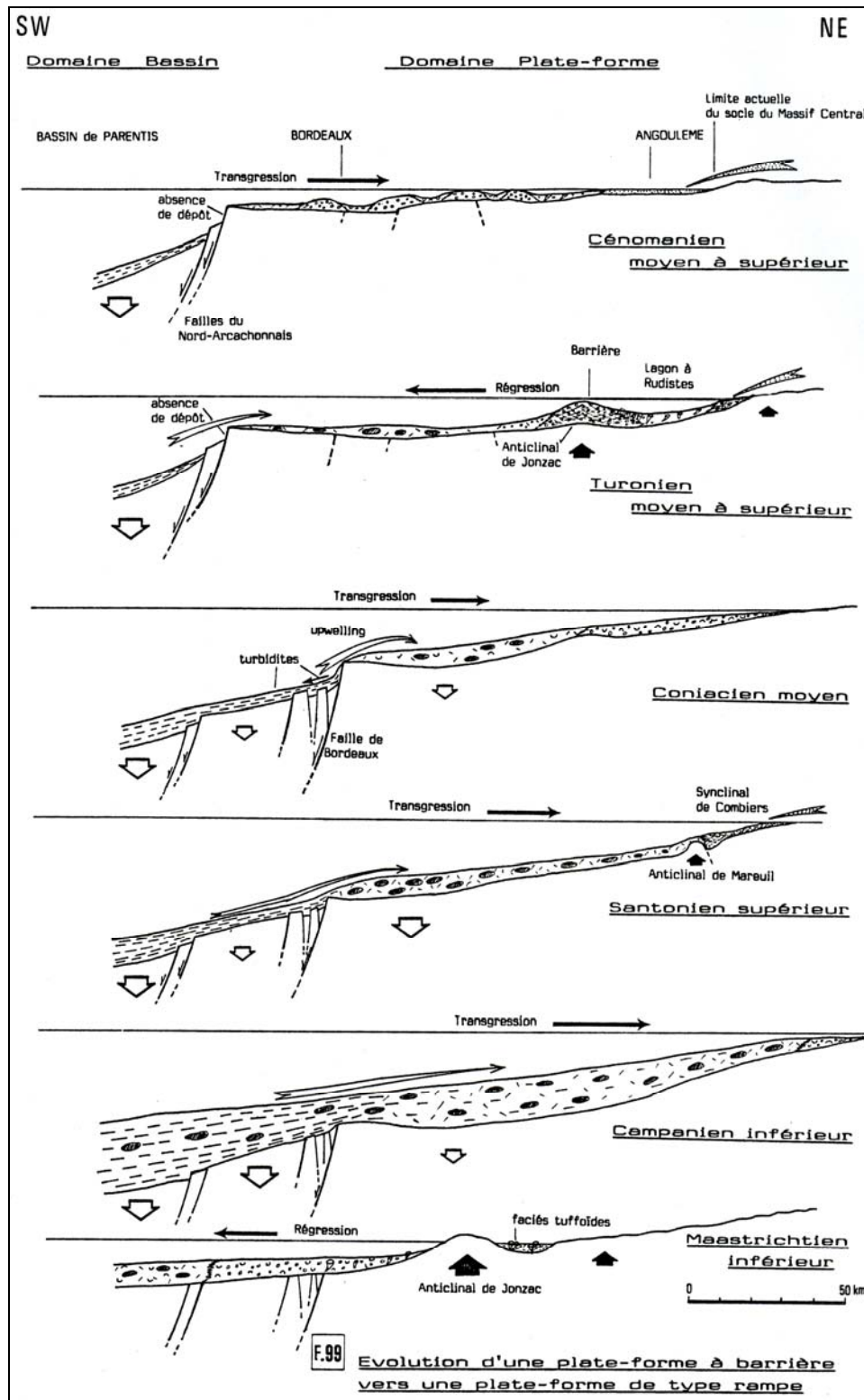


Figure 7 - Schémas d'évolution de la plate-forme carbonatée nord-aquitaine au Crétacé supérieur (Platel, 1989). La mer envahit l'Angoumois au Turonien moyen et supérieur formant une plate-forme à barrière récifale. La transgression marine s'accroît du Coniacien jusqu'au Campanien (plate-forme de type rampe qui se met en place) où la mer finit par se retirer définitivement. On note une compétition entre la persistance d'une sédimentation marine et des apports terrigènes discontinus et récurrents. Au Maastrichtien (assimilé aujourd'hui au Campanien terminal par J.-P. Platel, 1996) l'Angoumois est totalement émergé, mais le niveau marin général reste assez proche.

Cette période continentale s'accompagne d'un arasement des plateaux et un comblement des dépressions par des apports terrigènes en provenance du Massif central. Les calcaires récifaux et périrécifaux de la plate-forme formant les reliefs de la Braconne et du Bois Blanc subissent une intense altération sous des conditions climatiques chaudes et humides.

Au Crétacé supérieur, une transgression marine saccadée recouvre progressivement la plate-forme altérée et érodée (Bourgueil *et al.*, 1970 ; Moreau, 1996). La sédimentation de sables glauconieux et d'argiles noires ligniteuses du Cénomaniens chevauche en discordance les terrains jurassiques situés à l'ouest des forêts de la Braconne et du Bois Blanc. Cette seconde transgression a peu d'effet sur la sédimentation de l'est-charentais. En effet, au début du Cénomaniens supérieur, l'Angoumois est émergé sur sa bordure orientale. Mais à l'ouest, la région de Magnac-sur-Touvre est le siège d'une sédimentation fluviale et deltaïque, dont les matériaux détritiques proviennent de la bordure du Massif central. L'altération de la plate-forme angoumoise se poursuit, mais dans un contexte géomorphologique différent. Au Turonien, la partie orientale de la plate-forme ressemble à une vaste vasière recevant alternativement des apports marins et continentaux (figure 7, Platel, 1989).

La sédimentation de calcaires à l'ouest du bassin charentais se maintient dans un contexte de subsidence. Au Santonien, malgré le soulèvement de la plate-forme angoumoise à l'est, par réajustement isostatique, la transgression marine se poursuit et finit par immerger toute la région à l'Est d'Angoulême jusqu'au Massif central. Une vasière littorale s'étend du sud-est de la Saintonge à l'ouest du Périgord. Dans ce contexte marin à faible tranche d'eau, de topographie littorale basse et plane et compte tenu de la position proximale du niveau de base, il est probable que l'altération des surfaces carbonatées ait pu se poursuivre et se soit enracinée en profondeur dans les masses calcaires au rythme de la régression maastrichtienne. La transgression marine n'implique pas systématiquement un arrêt de la karstification, à l'inverse de ce qu'affirment R.E. Quélenec *et al.* (1971) et D. Rouiller (1987).

1.5. Rôle de la couverture cénozoïque

A la fin du Crétacé supérieur, la sédimentation marine disparaît. Elle est alors relayée au Cénozoïque par une sédimentation détritique épicontinentale, en association avec d'importantes phases de réajustements (phases rhexistatiques), liées elles-mêmes aux mouvements tectoniques de soulèvement du socle du Massif central et plus tard des Pyrénées (Callot, 1976 ; Platel, 1989). L'altération superficielle et souterraine se poursuit tout au long du Paléocène.

1.5.1. Le décapage du Massif central

De l'Éocène au Miocène, une érosion intense du Massif central décape les plus hautes surfaces et induit *de facto* la formation d'une « pédiplaine ». La région est-charentaise, en position de piedmont par rapport au Massif central, est recouverte progressivement par une succession d'épandages détritiques (pédiments) qui l'envahissent en provenance du Massif central (Platel, 1989). Longtemps ces épandages ont été associés au « sidérolithique » (Daniou et Gourdon-Platel, 1977 ; Daniou, 1978, 1979, 1981). Ils correspondent à des formations argilo-sableuses contenant des éléments provenant à la fois

du socle cristallin (graviers et gros galets sub-anguleux de gneiss, de micaschistes et de quartz) et des éléments de la plate-forme carbonatée (calcaire, dolomie et rognons de silex). Leur teinte ocre peut varier du rouge au noir en fonction de la présence d'oxydes de fer et de manganèse. La formation contient localement des pisolithes ferrugineux (Gourdon-Platel et Lambert, 1986-87) associés à un climat tropical humide à saisons très contrastées qui prévalaient alors dans la région nord-aquitaine. Ces formations allochtones résultent d'un mélange entre des argiles à silex qui proviennent de l'altération in situ des calcaires à silex bajociens et bathoniens et des épandages colluviaux et fluviatiles en provenance du Massif central. Les cartes géologiques sont assez imprécises quant à la caractérisation de ces formations, incluses dans les dépôts colluviaux, les dépôts détritiques tertiaires et plio-quadernaires.

La couverture tertiaire atteignait probablement une centaine de mètres d'épaisseur au niveau de Saint-Mary, Chasseneuil, Saint-Adjutory, Taponnat et Les Pins. Malgré une diminution de son épaisseur vers l'ouest, elle s'étendait jusqu'à l'ouest de La Rochefoucauld, sur la bordure orientale du plateau de la Braconne. Cette couverture tertiaire est encore visible aujourd'hui dans la partie orientale du karst de La Rochefoucauld. Elle repose en discordance sur les calcaires jurassiques et localement sur les marnes grises du Toarcien, les calcaires du Bajocien, du Bathonien et du Callovien.

1.5.2. Les cuirasses silico-ferrugineuses et la silicification du calcaire

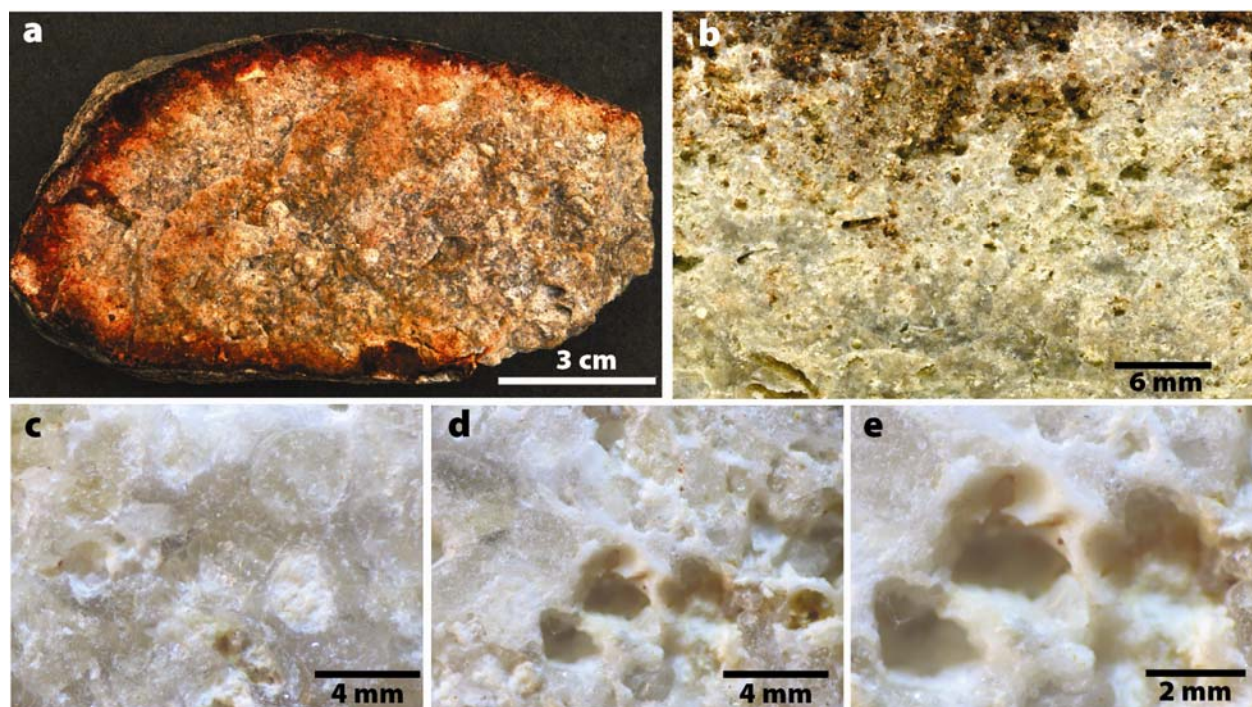


Figure 8 - Calcaire silicifié et ferruginisé prélevé dans la carrière de Peusec (a). La surface rougeâtre montre le contact entre le calcaire silicifié (clair) et la pellicule externe ferrugineuse à goéthite probable (b). Au microscope, entre la zone ferruginisée et le calcaire silicifié, on observe une petite cuirasse siliceuse intermédiaire formée par des grains de quartz cimentés par de la calcédoine (blanchâtre) (c-d-e).

Les épandages siliceux ont favorisé le processus de cuirassement des altérites, et notamment des sables siliceux (figure 8). Dans les dépressions, les solutions acides ont permis la silicification des

calcaires. Les calcaires oolithiques silicifiés et ferruginisés sont la preuve de l'extension des formations paléotertiaires éocènes et oligocènes en Angoumois septentrional. En coupe (figure 8), on observe successivement une auréole ferruginisée, une petite cuirasse à grains de quartz cimenté par de la calcédoine et le calcaire silicifié.

Ce type de formation (Meyer, 1987) a été décrit ailleurs, dans les régions de l'Angoumois méridional (Daniou et Gourdon-Platel, 1977), du Périgord et du Quercy (Astruc, 1988 ; Simon-Coinçon *et al.*, 1997) ou encore dans le Bassin Parisien (Thiry *et al.*, 2005). Le climat successivement chaud et humide puis chaud et sec a favorisé la silicification des calcaires dans des paléo-dépressions comme sur le plateau de Domme en Périgord qui représente une inversion de relief.

1.5.3. Les contrecoups de l'orogénèse pyrénéenne et les mouvements distensifs

L'orogénèse pyrénéenne semble avoir favorisé le rajeunissement des reliefs de la plate-forme carbonatée nord-aquitaine. Les mouvements distensifs datés du Mio-Pliocène ont permis le rejeu de certaines failles NW-SE enracinées dans le socle (faille de l'Echelle), mais aussi le soulèvement du horst de l'Arbre. Mais les différentes surfaces d'aplanissement ainsi que les épandages détritiques tertiaires ont nivelé en grande partie les accidents tectoniques.

Au Pliocène, les cours d'eau associés aux paléo-réseaux de drainages mésozoïques ont ouvert de larges artères à travers la couverture cénozoïque par surimposition. Les affluents de la Charente commencent à s'individualiser. Le Bandiat, la Tardoire et la Bonnière se mettent progressivement en place. Les conditions climatiques très humides et les très faibles pentes des plaines alluviales favorisent la mise en place d'un delta au niveau de la confluence Bandiat - Tardoire (Enjalbert, 1947 ; Guillien, 1965). Les cours d'eau transportent une importante charge solide arrachée à partir des zones d'épandages et forment un cône alluvial en aval de La Rochefoucauld. Ce cône crée un barrage d'alluvions dans la vallée de la Tardoire à l'origine d'un paléo-lac (formation du Reuvérien, chap. 8). Les cours inférieurs de la vallée du Bandiat et de la Tardoire évoluent en bassin fermé. Ils fonctionnent alors en poljé. Lors des périodes humides, la montée des eaux provoque une mise en charge des réseaux endokarstiques. Le paléo-poljé fonctionne alors en perte-résurgence (Duplaix et Guillien, 1956, 1967). A l'inverse, en période plus sèche, le paléo-poljé fonctionne uniquement en perte, ou est totalement asséché. Donc, le paléo-poljé du Bandiat-Tardoire correspond à une ancienne vallée tertiaire qui a évolué en bassin fermé au cours de la surrection du Massif central. Les sables quartzeux, les grès siliceux et ferrugineux correspondent à d'anciennes formations alluviales mises en place pendant le creusement des vallées.

1.5.4. Le rôle des processus fluvio-karstiques quaternaires

Au Quaternaire, les formations détritiques tertiaires subissent une érosion intense. Les rivières recreusent leur lit jusqu'au substratum calcaire dont les terrasses étagées sont les témoins. Quatre niveaux ont été reconnus (Duplaix et Guillien, 1967 ; Duplaix, 1970 ; Bourgueil *et al.*, 1970 ; Callot, 1997, 1976 ; Bambier *et al.*, 1983 ; Hantzpergue *et al.*, 1984 ; Floc'h *et al.*, 1985 ; Le Pochat *et al.*, 1986). Les terrasses supérieures (Fv, au-dessus de 35 m d'altitude relative) sont constituées de sables

rougeâtres contenant des galets quartzeux arrondis et roulés d'origine fluviatile. Les terrasses hautes (Fw, 25 à 35 m d'altitude relative) sont représentées par des formations d'argiles limono-sableuses rougeâtres et des graviers quartzeux et de gneiss. Plusieurs paléochenaux témoignent d'un réseau fluviatile complexe à méandres ou à tresses. Les terrasses moyennes (Fx, 10 à 25 m d'altitude relative) sont reconnaissables à leur couleur brunâtre, grisâtre ou jaunâtre. Elles sont constituées d'éléments grossiers pris dans une matrice sablo-argileuse. Enfin, les basses terrasses (Fy-z) sont constituées par une argile plastique rouge à beige-orangé emballant des galets de quartz et de calcaires. Des paléochenaux et des niveaux tourbeux y ont été reconnus.

Le décapage de la couverture tertiaire est tel que cette dernière a pratiquement disparu en certains endroits. En bordure des principaux cours d'eau, un alluvionnement important a permis l'édification des terrasses fluviatiles (Bandiat, Tardoire, Bonnieure), elles-mêmes contraintes par des petits cônes de déjection latéraux favorisant le développement ponctuel de marais et de petits étangs qui expliquent les niveaux tourbeux observés localement à St-Ajutory par exemple.

Les vallons fluvio-karstiques en partie comblés ont pu être étudiés grâce aux sondages de l'INRAP (Colonge *et al.*, 2009). Les remplissages reconnus témoignent de phénomènes complexes et convergents liés à une crypto-corrosion, dont les témoins ont été reconnus sur l'interfluve Bandiat-Tardoire et à l'ouest de La Rochefoucauld et à une réactivation par soutirage des vallons fluvio-karstiques.

Enfin, les phénomènes périglaciaires se sont manifestés sur les formations calcaires sous la forme de dépôts de pente, les grèzes étudiées par Y. Guillien (1951) et de limons éoliens (Callot, 1975, 1976). A plusieurs endroits, la gélifraction se manifeste par un délitage du calcaire en fines plaquettes qui glissent sur les versants. Des coupes relevées vers Taponnat ont permis d'observer des dépôts de pente cryoturbés.

2. L'ALTERATION DE LA SERIE CARBONATEE

2.1. Description des fronts de taille

Les fronts de taille ont été étudiés en détail dans trois carrières, Peusec vers la Touvre, Combe Brune sur l'interfluve Bandiat-Tardoire et Artenac en rive droite de la vallée de la Bonnieure (figure 10). Ces trois carrières permettent tout d'abord de rendre compte de l'extension des roches fantômées sur le karst de La Rochefoucauld. Il ne s'agit donc pas d'un épiphénomène, mais bien d'une morphogenèse majeure dans la région, qui a conditionné l'évolution du karst par la suite. Dans un second temps, l'étude des fronts de taille a permis de mettre en évidence la diversité des roches affectées par l'altération/fantômisation. L'ensemble des couches géologiques jurassiques a subi une altération profonde, dans les trois dimensions et à des degrés très variés. Toutes les étapes et les morphologies de l'altération ont été observées. De ce point de vue, le karst de La Rochefoucauld est remarquable.

- **La carrière de Peusec** : elle s'ouvre en rive droite de la vallée de l'Echelle à 2,5 km au sud des sources de la Touvre, dans les calcaires blancs du Kimméridgien inférieur. Le front de taille est dégagé sur 12 à 40 m de hauteur et permet de reconnaître les calcaires blancs et compacts du Kimméridgien inférieur et les calcaires plus marneux du Kimméridgien supérieur. Les calcaires sains graveleux se présentent sous la forme de bancs sublithographiques à faciès beige et compact. Leur altération se manifeste en pétrographie soit par des auréoles de teinte plus sombre et un aspect plus poreux, soit par des blocs bréchifiés blanchâtres très poreux présentant une perte de masse volumique de 30 à 40 %. Les zones à brèches et « fantômes de roche » s'érigent en grands couloirs verticaux (figure 9) et localement en bandes horizontales. Le départ des éléments solubles et d'une partie des insolubles a provoqué localement leur tassement sous forme de brèches de collapse.

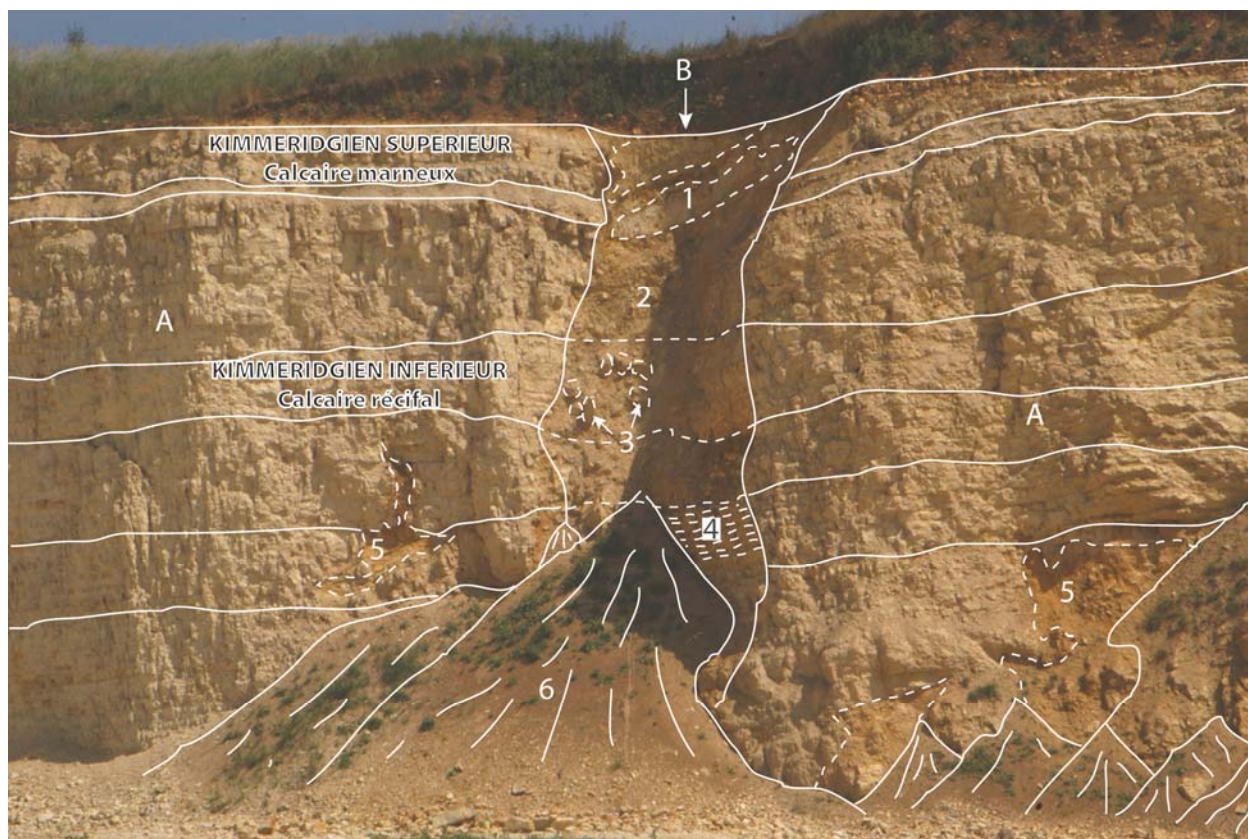


Figure 9 - Carrière de Peu Sec. Couloir d'altération haut de 17 m avec schéma interprétatif. A. Roche saine ; B. Couloir fantômé (brèches de collapse) ; 1. Strate de roche fantômée en place ; 2. Dépôt limono-argileux hétérométrique ; 3. Blocs calcaires fantômés roulés dans la matrice limono-argileuse ; 4. Joints de strate fantômés ; 5. Remplissage de sables fluviatiles crétacés ; 6. Cône d'éboulis récent. Cette photo montre les différents stades d'évolution du pseudo-endokarst : une prékarstification ancienne avec des zones fantômées in situ surmonté par un couloir fantômé plus ou moins évidé avec une brèche de collapse (Cliché R. Maire, le 25 mai 2011).

Ce premier type de zone fantômée est capital, car il constitue un ensemble de « cavités préfigurées » comme dans les carrières du Hainaut en Belgique (Quinif, 2010). Il est indispensable de l'étudier afin de comprendre la mise en place des réseaux souterrains. L'exemple du grand couloir fantômé de la bordure nord de Peu Sec permet de voir le fantôme de roche en place (figure 9). L'altération de la masse carbonatée se développe de façon verticale dans la masse calcaire à partir de diaclase ou de faille (couloir d'altération) (photo 4 : 1-2-3). Elle se développe aussi de façon horizontale entre les joints de stratification. Dans les deux cas, la fantômisation de la roche entraîne

son tassement qui peut provoquer des effondrements de pans entiers de la série stratigraphique sous forme de « brèches de collapse » (Quinif, 2010). Certains pseudo-endokarsts ont commencé à évoluer en cavités par tassement du fantôme ou par décolmatage lors de phases fluviales postérieures (chap. 2).

- **La carrière de Combe Brune** : elle s'ouvre dans les calcaires blancs oolithiques et légèrement marneux du Callovien entre Rancogne et Pranzac. Le calcaire sain se présente sous la forme de bancs lithographiques blancs très massifs. L'attaque de l'altération progresse à partir des joints de strates et des diaclases jusqu'à isoler des blocs sains qui se retrouvent en position flottante au sein de la roche altérée.

- **La carrière d'Artenac** : elle s'ouvre dans les calcaires récifaux du Callovien supérieur et de l'Oxfordien moyen en rive droite de la vallée de la Bonnière, à la limite septentrionale du bassin de la Touvre. Les découvertes paléontologiques et archéologiques sur ce célèbre site charentais (Delagnes *et al.*, 1999) nous ont conduits à venir observer les morphologies et les formations bien visibles sur le front de taille de cette carrière abandonnée. La roche saine est un calcaire marneux, finement détritique. Le passage de la roche saine au fantôme de roche se fait selon un gradient d'altération. La roche altérée se présente encore une fois sous la forme de blocs poreux. Les bancs commencent à se déstructurer, les interlits ont été évidés des matières solubles et insolubles. Puis la roche altérée passe au fantôme de roche, matérialisée par un calcaire poreux à surface rugueuse. Les blocs se désagrègent sous la forme d'une calcarénite très friable. Des couloirs de brèches verticaux se développent à proximité des zones fantômées. Les blocs bréchifiés présentent des traces superficielles d'altération en auréoles liées à des processus d'oxydo-réduction (anneaux de Liesegang) et à des attaques ferro-bactériennes. Des sables fluviaux cimentés colmatant les interstices de ces brèches indiquent une évacuation des produits de l'altération *in situ* bien avant l'apport de sables provenant de la surface. L'évacuation des produits d'altération s'organise par le décolmatage des brèches. Les résidus de la fantômisatation sont par la suite remplacés par des apports détritiques exogènes.



Figure 10 - Vues des trois carrières étudiées et de leur front de taille.

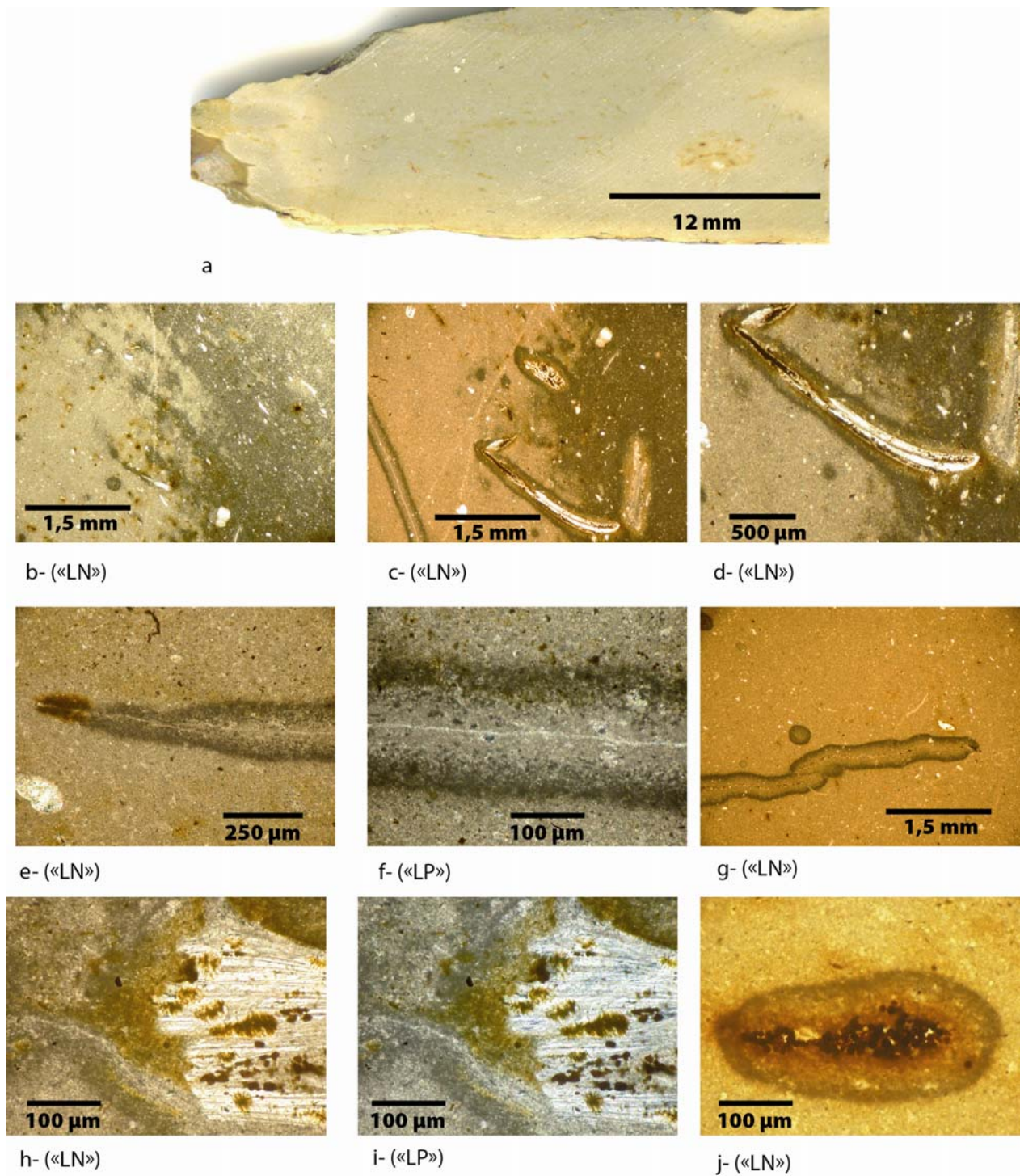


Figure 11 - Caractères du front d'altération (fantômatisation) dans le calcaire Kimméridgien de la carrière de Peusec (échantillon PS8). Au sommet (a), section coupée montrant les auréoles d'altération plus ou moins poreuses et au centre (gris) la roche plus compacte. Les photos de lames minces (a-b-c) montrent le contact entre la roche altérée (en gris) et la roche peu ou pas altérée (en beige, orange ou gris-clair). Les photos e, f, g montrent la pénétration de l'altération à la faveur d'une microfissure. Sur h (LN) et i (LP), on observe le rôle de la fixation du fer par des amas probablement ferro-bactériens, pouvant engendrer des micropisolithes de fer (j).

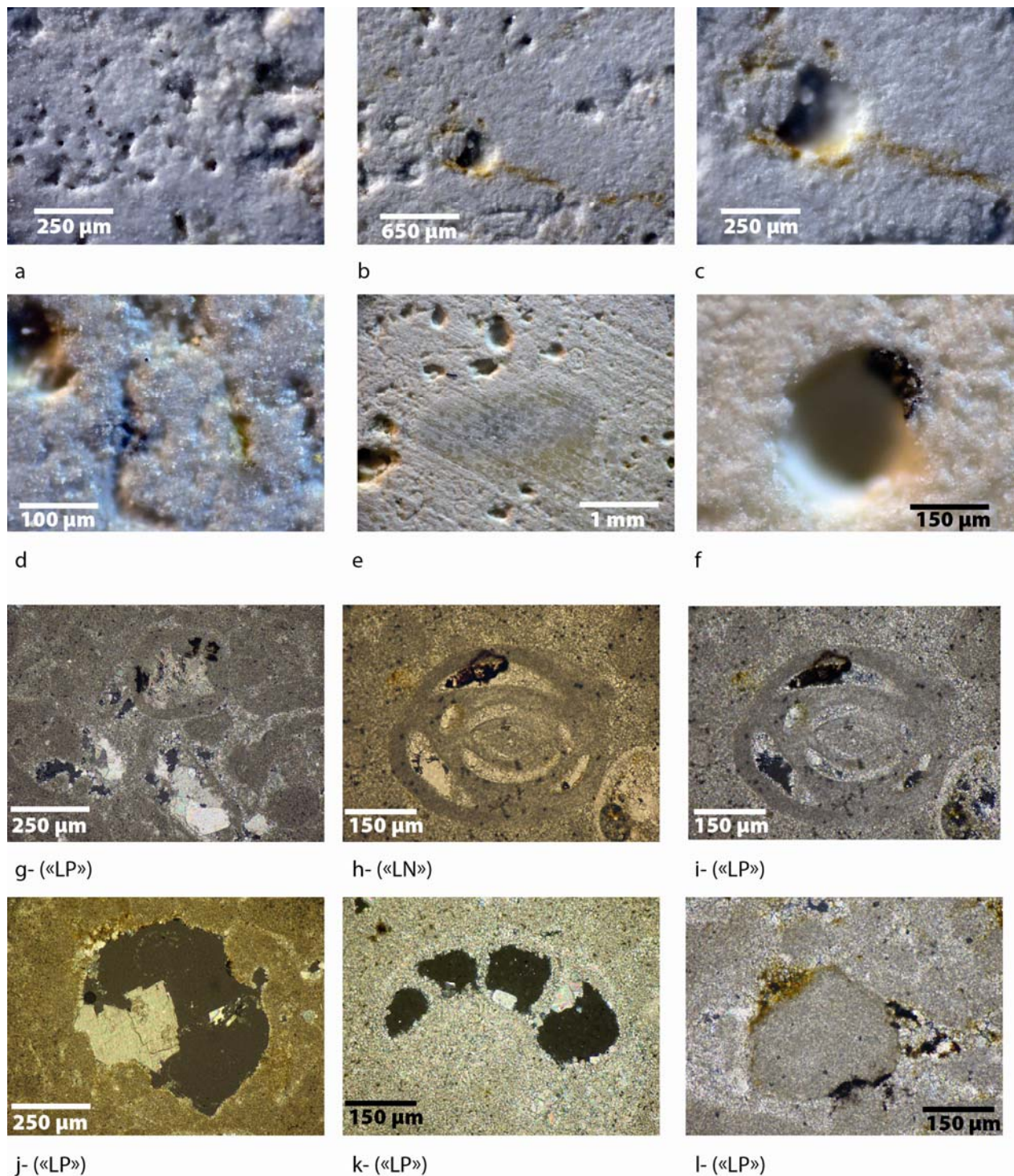


Figure 12 - Caractères de la porosité liée à la fantômisiation dans le calcaire kimméridgien de la carrière de Peusec. Les photos a-b-c-d-e-f montrent la structure d'une surface coupée avec ses pores (20-200 μm) et le rôle de l'oxydation (b-c-d-f). Sur lame mince (g-h-i-j-k-l), en « lumière polarisée », l'altération affecte l'intérieur de certaines oolithes sparitisées (g), des logements sparitiques de microfossiles (h-i-k) et d'autres zones sparitiques (j). Une oxydation du fer apparaît de préférence autour des oolithes (l).

2.2. Pétrographie des « fantômes de roche » (altération isovolume)

A l'appui des observations dans les trois carrières (Peusec, Combe Brune et Artenac), cette partie propose un examen pétrographique de la roche altérée.

- Carrière de Peusec : la figure 11 montre les caractères du front d'altération dans le calcaire Kimméridgien de la carrière de Peusec. C'est le type de progression de l'altération le plus couramment observé. Plus ou moins régulier et plus ou moins net, il se présente sous la forme d'auréoles d'altération qui évoquent une véritable « porose » de la roche saine. L'altération profite des faiblesses de la roche (micro-fissures, joints de strates) pour se propager. Exploitant les micro-fissures, l'attaque de l'altération atteint la microstructure de la roche (e-f-g) accompagné par des amas probablement ferro-bactériens (h-i). A l'échelle macroscopique, cette attaque qui procède par mitage est à l'origine d'une forte porosité. La figure 12 montre la surface des calcaires de Peusec taraudée par un ensemble de pores dont les plus gros mesurent 200 µm de diamètre associés à des motifs d'oxydation. L'altération affecte certaines oolithes, des logements de microfossiles avec une oxydation du fer autour des oolithes (g-h-i-j-k-l).

- Carrière d'Artenac : la figure 13 montre les caractères de la fantômisation dans trois échantillons de calcaire callovien supérieur. On observe des motifs chimiques typiques d'oxydo-réduction sous forme d'anneaux de Liesegang en liaison avec le battement de la nappe phréatique et l'action des ferro-bactéries. La forte porosité est nette dans le faciès sparitique.

- Carrière de Combe Brune : la figure 14 illustre les caractères de la porosité lié à la fantômisation du calcaire oolithique bathonien. L'état de surface poreux apparaît nettement sur la section coupée et sur la lame mince. Les auréoles d'oxyde de fer s'attaque de préférence aux zones sparitiques inter-oolithes et se poursuit en altérant la micrite des oolithes. Les amas ferro-bactériens progressent vers l'intérieur des oolithes.

Dans les trois carrières, l'étude pétrographique souligne deux phénomènes : la porosité et des indices d'altération bactérienne fossilisée. En effet, les ferro-bactéries liées à l'ancien battement de la nappe semblent jouer un rôle important en s'attaquant d'abord au ciment sparitique de la roche. Puis les amas ferro-bactériens progressent vers l'intérieur des oolithes et engendrent localement des micropisolithes de fer comme à Peusec et Combe Brune.

En outre, la porosité engendrée par cette micro-dissolution laisse un vide intra-cristallin favorable à des phénomènes de diagenèse très particuliers. L'observation en lame mince d'un calcaire très altéré de l'Oxfordien (figure 15), à l'affleurement dans la forêt de la Braconne au-dessus du réseau du Bois du Clos, a permis de mettre en évidence une forte porosité, mais également une épigenèse apparemment précoce du ciment micritique par des zones sparitiques sur lesquelles une recristallisation bourgeonnante postgénétique d'aragonite vers l'intérieur d'un pore a été possible. Ainsi, la fantômisation de la roche pourrait favoriser des phénomènes de diagenèse très complexes.

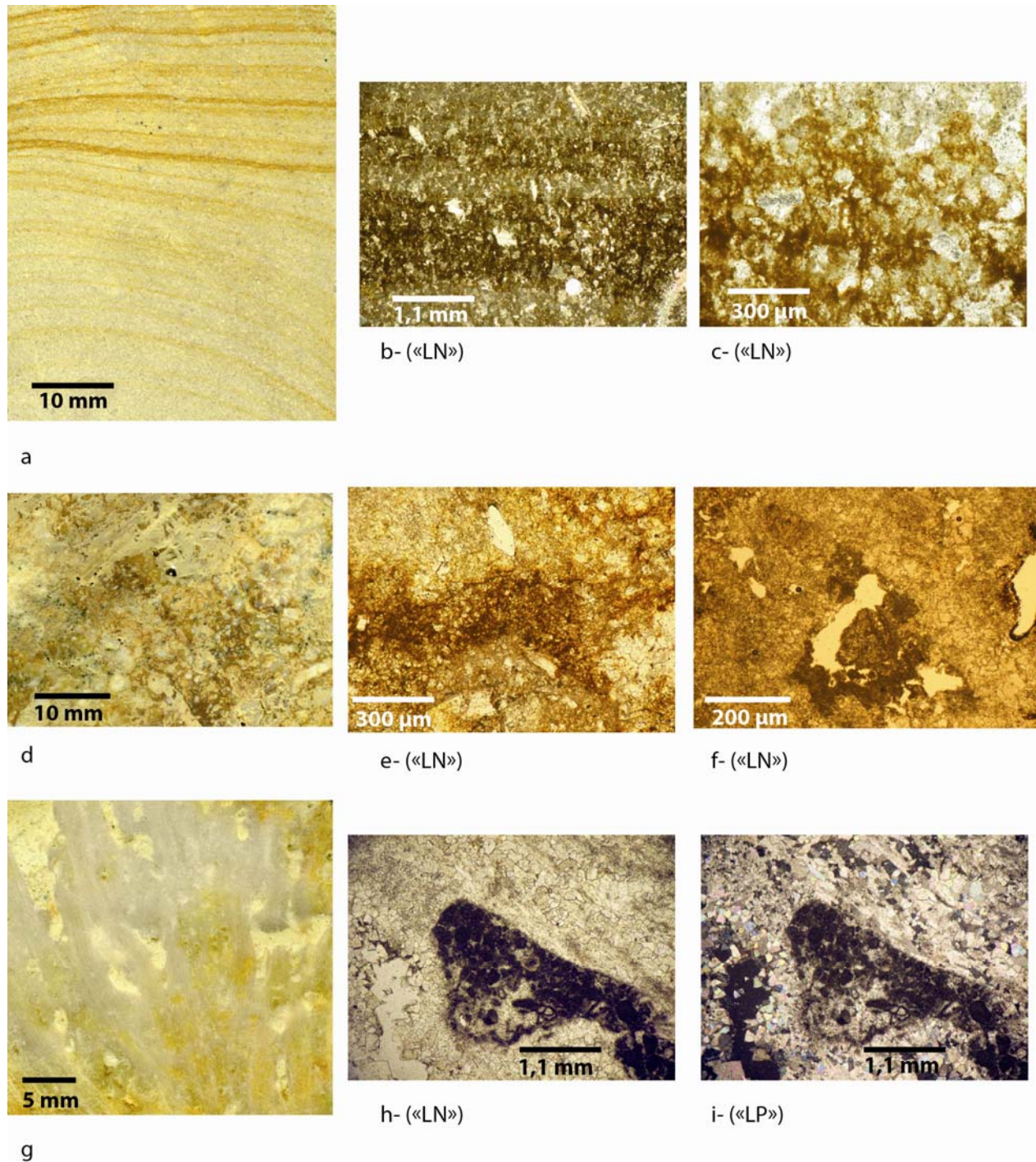


Figure 13 - Caractères de la fantômisiation dans trois échantillons de calcaire callovien supérieur d'Artenac avec le rôle de l'oxydo-réduction du fer. Les photos a-d-g montrent des sections coupées. Les photos a-b-c montrent des motifs chimiques typiques d'oxydo-réduction sous forme d'anneaux de Liesegang indiquant le rôle du battement de la nappe phréatique et des ferro-bactéries dans l'altération (e-f). On observe aussi une forte porosité dans le faciès sparitique (h-i).

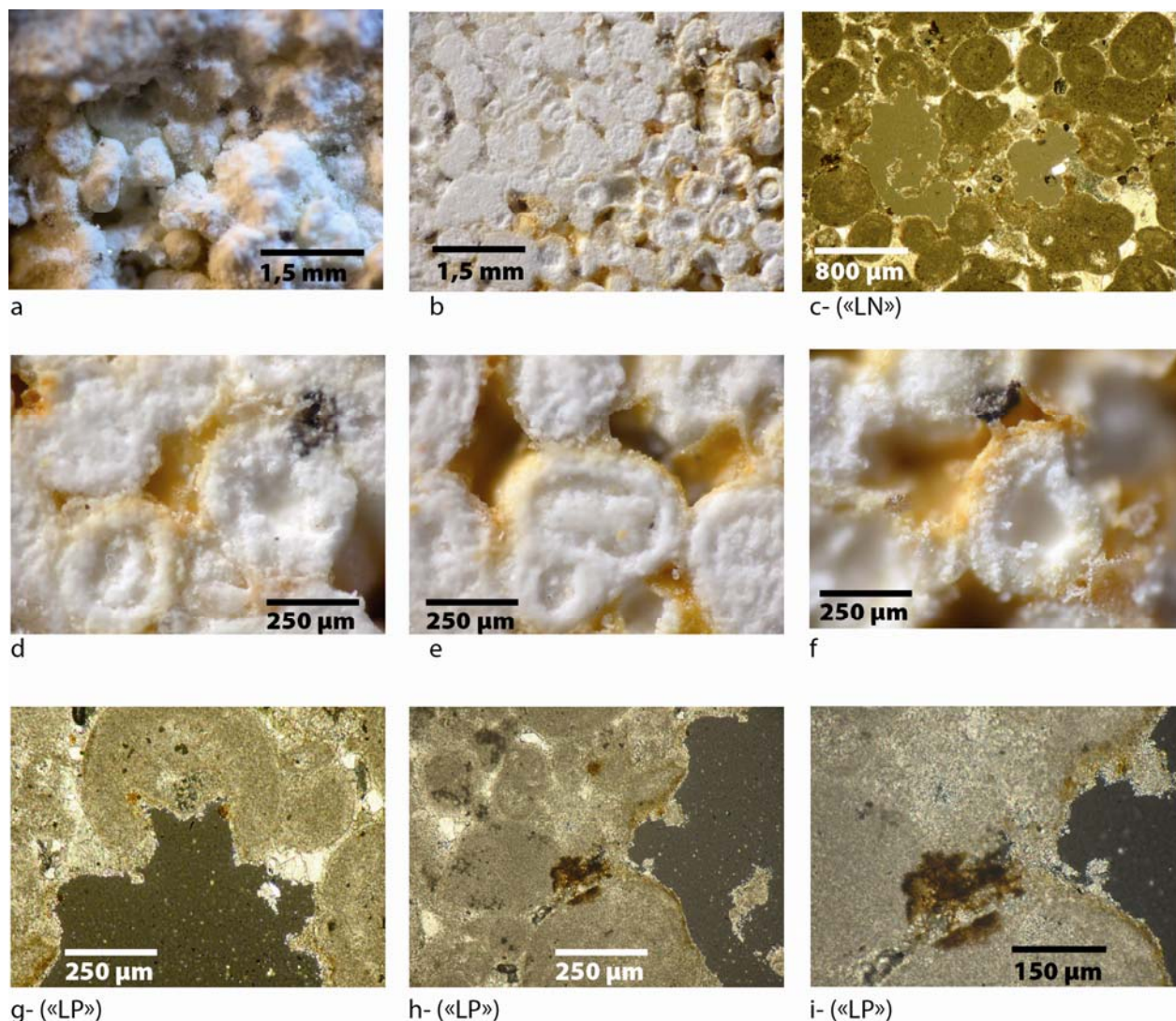


Figure 14 - Caractères de la porosité affectant le calcaire oolithique fantômé de Combe Brune (Bathonien). L'état de surface poreux et irrégulier de la roche (photo a) apparaît bien également sur section coupée (b) et sur lame mince (c). L'altération, soulignée par les auréoles d'oxyde de fer s'attaque d'abord aux zones sparitiques inter-oolithes (d-e-f). Elle se poursuit en altérant la micrite des oolithes (g). Les amas ferrobactériens (h-i) progressent vers l'intérieur des oolithes.

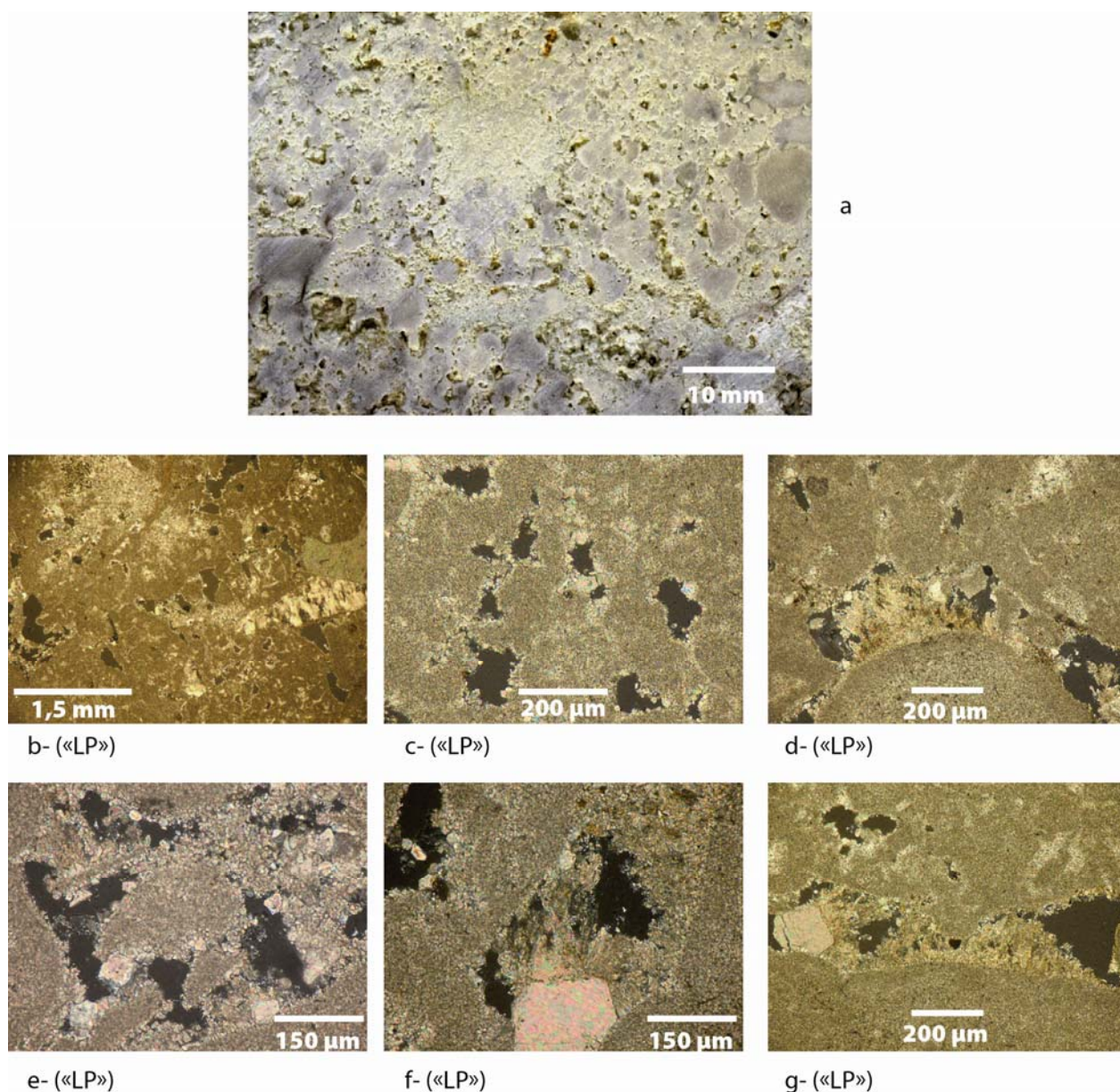


Figure 15 - Calcaire très altéré de l'Oxfordien à l'affleurement dans la forêt de la Braconne au-dessus du réseau du Bois du Clos (photo a : section coupée). L'altération présente de nombreux pores millimétriques à micrométriques affectant le fond micritique (b, c, d, e, f, g) et des zones sparitiques (diagenèse précoce). Une recristallisation bourgeonnante postgénétique (aragonite ?) sur cristal sparitique est visible à l'intérieur d'un pore (f, g).

3. LES GRANDS TRAITES DE LA TECTONIQUE REGIONALE

Plusieurs accidents perturbent la structure monoclinale de la série sédimentaire à faible pendage (5-7°) ouest et sud-ouest. Ces accidents sont inscrits dans le socle cristallin profond. Durant les longues périodes transgressives et régressives qu'a connu la région, les failles n'ont guère cessé leur mouvement, d'où une déformation et une fracturation des dépôts sédimentaires sus-jacents. Les cassures ont rejoué durant le Mésozoïque et surtout durant les plissements pyrénéo-alpins au Cénozoïque, mouvements consécutifs à l'ouverture de l'Atlantique. Cependant, d'une manière générale, les failles n'ont pas ou peu d'expression morphologique en surface.

La région de l'est-charentais est compartimentée par des blocs monoclinaux structurés par des gradins de failles (figure 16). Ils correspondent à des demi-grabens dissymétriques de faible ampleur et des horsts très peu visibles dans la topographie, limités par des failles normales et conformes de direction NW-SE, dites « sud-armoricaines » et des failles inverses et conformes de direction NE-SW.

3.1. Les failles NW-SE

Elles sont la marque des mouvements d'extension qui se sont produits jusqu'à la fin du Crétacé. Deux failles en particulier affectent l'Angoumois septentrional. La flexure-faille de Saint-Ciers fragmente essentiellement les terrains carbonatés jurassiques. Avec un rejet de 70 m, elle est la faille la plus importante de la région. Se développant en bifurcation le long des vallées de la Tardoire et du Bandiat avec un regard dirigé vers le sud-ouest, elle délimite au nord le fossé de La Rochefoucauld - Chasseneuil, au sud le demi-horst de La Braconne. Le rôle de l'érosion différentielle entre les deux blocs faillés a été primordial, favorisant la mise en relief du plateau de La Braconne, armé dans les calcaires résistants de l'Oxfordien moyen et supérieur. Celui-ci domine la dépression Bandiat - Tardoire par un escarpement de ligne de faille inversé.

La faille de l'Échelle marque la limite occidentale d'extension des terrains carbonatés jurassiques. Elle met en contact les calcaires argileux et marneux du Kimméridgien supérieur et les calcaires marneux du Cénomaniens. Malgré un rejet plus faible, environ 35 m, elle joue un rôle important dans la structuration du karst, puisqu'elle délimite un fossé étroit au niveau de la Touvre, au fond duquel résurgent les eaux de l'aquifère karstique. Au sud-ouest de ce fossé, plusieurs indices morphologiques soulignent l'origine érosive de l'escarpement taillé dans les calcaires marneux crétacés : l'aspect sinueux de son profil longitudinal, le regard du talus inverse à celui de la faille et les flancs abrupts des parties sommitales du plateau turonien. L'escarpement de ligne de faille rajeuni inverse est ici bien souligné par le contraste litho-stratigraphique des roches sédimentaires.

Ainsi, les failles NW-SE ne jouent qu'un rôle mineur dans l'expression morphologique de surface. Les escarpements de faille atténués et hérités et les escarpements de ligne de faille inversés soulignent l'importance de l'érosion différentielle et de la surface d'aplanissement post-Mio-Pliocène.

3.2. Les failles NE-SW

Moins répandues dans la région, elles contribuent cependant à en complexifier l'organisation tectonique. Plus ou moins perpendiculaires aux failles distensives, elles créent à certains endroits un réseau de failles en échelon ou en relais. Considérée comme la plus emblématique, la faille d'Orgedeuil est une faille inverse et conforme de direction ENE-WSW. D'un rejet d'une trentaine de mètres (Le Pochat *et al.*, 1986), elle délimite au nord le horst de l'Arbre (point culminant de la Charente à 345 m d'altitude), qui laisse apparaître le socle et le Lias et au sud le graben de Montbron - Marthon (Jurassique moyen) dans lequel s'écoule la Tardoire (entre Montbron et La Rochefoucauld). L'escarpement de faille hérité qui surplombe la dépression de Montbron est d'âge Plio-Pléistocène.

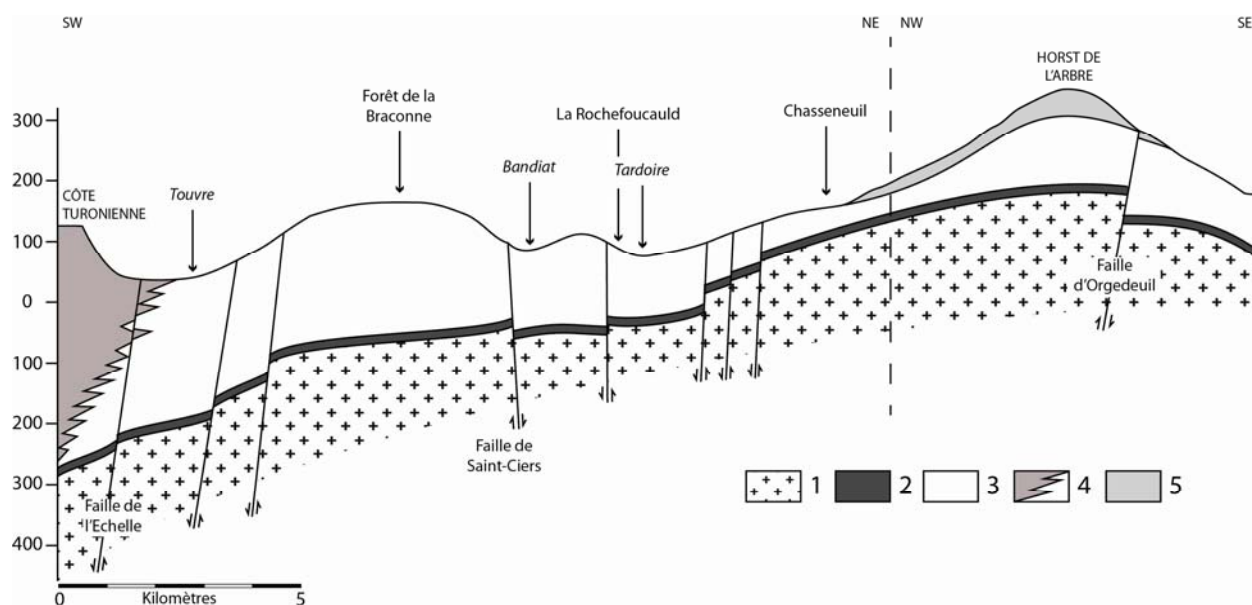


Figure 16 - Coupe schématique de la structure tectonique du karst de La Rochefoucauld. 1. Socle cristallin ; 2. Formations imperméables du Lias ; 3. Terrains sédimentaires mésozoïques ; 4. Passage latéral à un faciès marneux ; 5. Dépôts détritiques cénozoïques.

3.3. Histoire tectonique et karstification

On distingue deux grandes périodes d'évolution (Hantzpergue *et al.*, 1984) : (i) jusqu'à la fin du Crétacé, se produisent des mouvements de distension (failles directes) ; des compartiments s'affaissent en direction du SW et les couches sédimentaires basculent au fur et à mesure que le socle s'enfonce (subsidence) ; (ii) durant le Cénozoïque, c'est au contraire, essentiellement une phase de compression (failles inverses) ; la plate-forme nord aquitaine subit les contrecoups de l'établissement de la chaîne des Pyrénées.

Il est à noter que les différentes phases tectoniques n'ont eu que peu d'influence sur la karstification. On peut néanmoins supposer que le contexte tectonique de distension du Jurassique Terminal - Crétacé inférieur a été plus favorable à une pré-karstification (infiltration et circulation lentes des eaux à la faveur des joints de stratification et des diaclases). Mais pour l'essentiel, l'absence de mouvements tectoniques importants n'a pas permis un soulèvement général de la région ni une infiltration des eaux de surface à travers la masse carbonatée. Mais malgré la mise en place de demi-grabens étagés dans l'est-charentais et malgré le rejeu des failles principales au Cénozoïque, la topographie atténuée et la proximité du niveau de base ont tout de même permis une karstification/altération en profondeur. Ce sont plutôt les phénomènes d'altération qui ont prédominé. On peut en conclure que le rôle de la tectonique en Charente sur la karstification a été mineur.

Paradoxalement, c'est la phase compressive cénozoïque, qui a permis un soulèvement du Massif central et donc un encaissement des réseaux hydrographiques superficiels et des infiltrations puis des circulations d'eau souterraine, qui va permettre l'évacuation des altérites *in situ*. Ainsi, la tectonique compressive a permis de créer une différence de potentielle indispensable au dégagement des produits d'altération d'âge mésozoïque et une première vidange de ces zones fantômisées.

4. LES ETAPES DE LA MISE EN PLACE DES UNITES MORPHO-SEDIMENTAIRES, DES SURFACES D'EROSION ET DES PHASES D'ALTERATION

En reprenant les étapes successives de l'évolution paléogéographique de l'Angoumois, on peut reconnaître cinq phases principales de mise en place des unités morpho-sédimentaires en association avec des phases d'altération (figure 17).

4.1. La première phase jurassique

La première phase d'âge jurassique se marque par une transgression marine majeure qui va persister jusqu'au Kimméridgien. Elle se caractérise par la mise en place progressive d'une plate-forme carbonatée peu profonde et d'un haut-fond. Ces derniers sont à l'origine des variations latérales des faciès carbonatés. La sédimentation de calcaires récifaux durs au niveau du haut-fond de la Braconne et de Bois Blanc contraste avec la sédimentation plus marneuse et argileuse de l'Angoumois occidental et méridional.

4.2. La deuxième phase du Crétacé inférieur

La deuxième phase (Crétacé inférieur) se caractérise par une émergence généralisée de la région. Au cours de la régression marine, il est possible d'imaginer une topographie relativement plane, un relief de côte lagunaire ou de type vasière. Les nappes phréatiques sont assez élevées. Les formations calcaires « baignent » dans l'eau. Les faibles pentes impliquent des circulations hydriques superficielles très faibles. C'est dans ce contexte qu'il faut replacer la longue phase d'altération qui va suivre durant environ 35 millions d'années. Les parties les plus élevées formées par les calcaires les plus francs, à savoir les hauts-fonds, subissent une altération tant en surface qu'en profondeur. Si l'on peut imaginer une altération puis une désagrégation des parties hautes, on peut tout aussi bien concevoir une altération verticale profonde des masses carbonatées au niveau des zones épiphréatiques et phréatiques. Les reliefs les plus bas ou déprimés ont pu être partiellement comblés par des apports de matériaux détritiques en provenance des sommets et du Massif central émergés (Platel, 1989). Pour le reste, l'altération lente et progressive se poursuit *per descensum* le long des diaclases ou des principales failles régionales.

4.3. La troisième phase du Crétacé supérieur

La troisième phase (Crétacé supérieur) se caractérise par une nouvelle transgression. Celle-ci a joué un rôle fondamental dans l'organisation spatiale des unités litho-stratigraphiques. Alors que les formations marneuses et argileuses cénomaniennes recouvrent toute la Charente occidentale, leur limite de déposition se situe juste à l'Est d'Angoulême. Le paléo-relief de la Braconne et du Bois Blanc en grande partie abrasée par la longue période d'émergence précédente n'a pas permis de jouer un rôle de barrière. La transgression marine du Crétacé supérieur a pu se prolonger plus à l'intérieur des terres jusqu'au Massif Central. Néanmoins, la remontée du niveau marin n'a pas été sans effet sur l'altération

de l'est-charentais. Il faut imaginer toujours un relief peu marqué, avec un niveau de base très proche, de type vasière. Ensuite, nous avons la preuve que la transgression cénomaniennne a été bien plus loin à l'est d'Angoulême, grâce au paléokarst de Peusec qui contient des remplissages sédimentaires datés du Cénomanienn (Rouiller, 1987). Toute la région est-charentaise a connu par conséquent une nouvelle longue phase d'altération. Les formations carbonatées ont été profondément altérées, aussi bien dans le secteur de la Braconnne que plus à l'est. La proximité du niveau de base ne favorisait pas les circulations hydrogéologiques rapides. Le faible potentiel hydraulique ne permettait donc pas le transport et l'évacuation des résidus produits par l'altération. Ainsi, les masses conséquentes profondément altérées ont pu rester *in situ* pendant très longtemps. La phase d'évacuation des produits de l'altération a dû se produire bien plus tardivement.

4.4. La quatrième phase de l'Eocène-Oligocène

La quatrième phase (Eocène-Oligocène) correspond à une longue période continentale. Celle-ci se caractérise par une accumulation de dépôts détritiques en provenance du Massif central. Une épaisse couverture argilo-sableuse cénozoïque est venue progressivement recouvrir les reliefs de la bordure occidentale du Massif central ainsi que les premiers plateaux calcaires de l'extrémité nord-orientale du Bassin aquitain. Cette couverture a permis de fossiliser le karst est-charentais. La proximité du niveau de base associé à un potentiel hydraulique faible, les circulations karstiques souterraines devaient être lentes.

4.5. La cinquième phase du Néogène-Pléistocène

La cinquième phase (Néogène, Pléistocène) correspond à l'entaille de la surface cénozoïque par le creusement du réseau hydrographique quaternaire. Dès l'Oligocène, a pu s'ébaucher un premier réseau hydrographique (Simon-Coinçon *et al.*, 1997). L'incision des cours d'eau a permis l'érosion de la couverture cénozoïque et *ipso facto* l'exhumation du karst jurassique. L'érosion et le recul de la couverture va permettre une réactivation et une réorganisation du karst profond. Au niveau du massif de la Braconnne et de Bois Blanc, dégagé de sa couverture détritique, les dépôts cénozoïques, remobilisés par les cours d'eau dans les vallées quaternaires, viennent s'accumuler dans le karst profond. Le colmatage des galeries inférieures peut être raccordé à cette dernière phase. Par ailleurs, plus à l'Est, sous la couverture détritique tertiaire, les produits de l'altération *in situ* ne sont pas encore évacués. Cette situation se rencontre souvent dans les karsts de bas plateaux sous couverture comme dans l'Est du Bassin Parisien, en Barrois (Jaillet, 2000).

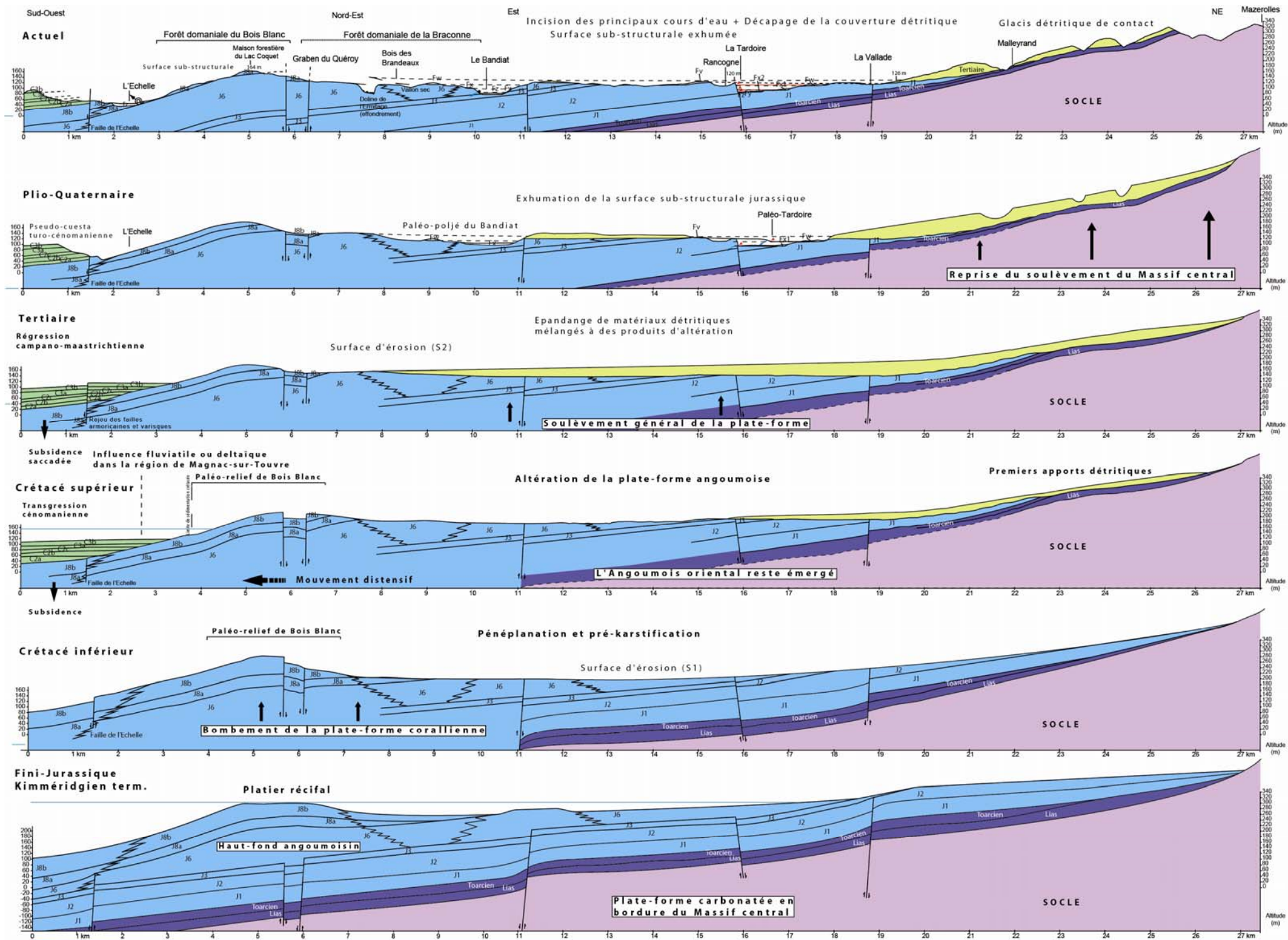


Figure 17 - Reconstitution de l'histoire géologique de la plate-forme carbonatée de l'Angoumois depuis la fin du Jurassique. La plate-forme carbonatée biodétritique (calcaires oolithiques), émergée à la fin du Jurassique supérieur, a subi une longue période d'altération-fantômisiation (45 Ma). Les reliefs sont en très grande partie aplanie (surface S1). La fantômisiation progresse verticalement (racine d'altération) à la faveur des failles et des diaclases. Le paléokarst de Peusec atteste, dans les secteurs où le relief est plus fort, d'une évacuation des résidus de l'altération qui va permettre l'enregistrement de la séquence transgressive du Crétacé supérieur. Mais les dépôts transgressifs ne se retrouvent pas au-delà du paléo-relief de Bois Blanc. Au début du Tertiaire, une longue phase continentale est attestée par les dépôts d'altérites en provenance du Massif central que l'on retrouve jusque sur le rebord oriental du plateau de la Braconne. Cette couverture d'altérites va fossiliser les fantômes de roche. A la surface de cette couverture, des zones palustres et des paléo-dépressions se forment. Elles vont favoriser les phénomènes de silicification et de ferruginisation qui prévalent de l'Eocène à l'Oligocène. Le décapage de cette couverture (surface S2), activé par le soulèvement de la plate-forme carbonatée et du Massif central, permet l'exhumation de la surface jurassique et l'encaissement progressif des cours d'eau. Les paléo-niveaux des terrasses fluvio-karstiques sont attestés par l'étagement des réseaux souterrains en bordure de la Tardoire (Vilhonneur, Rancogne). (dessin et conception G. Dandurand et B. Lans).

5. CONSEQUENCES POUR LA KARSTIFICATION

Eu égard aux conditions géologiques, au contexte géodynamique et à l'évolution paléogéographique de la marge nord-est du Bassin aquitain, il est possible de faire ressortir deux grands cycles de karstification et de mise en place du karst de La Rochefoucauld. Comme l'a déjà suggéré la description de la série litho-stratigraphique, l'histoire géologique (paléogéographie) de la plate forme nord-aquitaine depuis 140 millions d'années est marquée par une succession de régressions et de transgressions marines qui a largement conditionné les phases de pré-karstification, puis de karstification par vidange des zones altérées, dites « prékarstifiées ».

5.1. Prékarstification de type « fantômisiation » en relation avec une longue émerision au Crétacé inférieur avec faible gradient hydraulique

L'émerision qui se produit au Crétacé inférieur, plus précisément entre la fin du Kimméridgien supérieur (141 Ma) et le début du Cénomanién (96 Ma), a duré 45 millions d'années. Durant cette période très longue, la plate-forme carbonatée était faiblement émergée et le gradient hydraulique était quasi inexistant. Compte tenu du contexte biostasique sous climat tropical humide, les conditions étaient réunies pour permettre une lente altération biochimique de la roche, d'abord en surface, puis en profondeur largement sous la surface piézométrique comme cela a été démontré dans le Hainaut en Belgique (Quinif, 2010). Localement, cette première émerision a été probablement à l'origine d'une karstification superficielle classique par dissolution directe, qui a disparu à cause de l'érosion. Cette paléotopographie karstique, en prélude à la transgression crétacée, a été observée sur le Causse de Sauveterre et dans le Quercy (Bruxelles, 2001 ; Bruxelles *et al.*, 2007).

Le retour à la sédimentation marine ne se réalise qu'au Cénomanién avec des dépôts terrigènes littoraux, conservés plus au Sud dans la région de Magnac-sur-Touvre. Cependant, durant le Crétacé supérieur, on observe peu d'indices en faveur d'une sédimentation marine à l'Est d'Angoulême : des remplissages argileux noirs du Cénomanién (Rouiller, 1987) ainsi que des sables

fins glauconieux. L'ensemble du Crétacé supérieur se caractérise par deux grands cycles sédimentaires de transgression / régression (Platel, 1996) :

- transgression (T1) du Cénomaniens au Turonien supérieur. Le secteur de La Rochefoucauld se localise alors dans le domaine de plate-forme interne proximale et évolue progressivement en domaine de plate-forme externe circalittorale (vasière argileuse). Elle est suivie par une régression (R1) jusqu'au Turonien terminal ;

- une nouvelle transgression (T2) se produit du Coniacien basal jusqu'au Campanien moyen, mais le secteur de La Rochefoucauld reste émergé (domaine continental érodé).

Chronologie	Eustatisme	Tectonique	Erosion et sédimentation	Altération et karstification
Jurassique moyen et supérieur 180-135 Ma	Transgression marine majeure	-	Mise en place de la plate-forme carbonatée et d'un haut fond	-
Crétacé inférieur 135-96 Ma	Régression marine générale, 1 ^{ère} période continentale	Distension due au rifting	Est-charentais totalement émergé. Mise en place de la 1 ^{ère} surface d'érosion (S1)	Altération biochimique lente et profonde + cavités précoces
Crétacé supérieur 96-65 Ma	Transgression marine avec tranche d'eau plus faible que la précédente	Poursuite distension (de faible intensité)	Dépôts terrigènes en provenance du Massif central + dépôts marins	Remplissages argileux dans les karsts crétacés inf. + racines d'altération
Tertiaire 65-2,6 Ma	2 ^{nde} période continentale	Contrecoups de l'orogénèse pyrénéenne => Compression, raccourcissement	Epanchages détritiques + Exhumation de la surface sub-structurale jurassique (S2)	Fossilisation du karst
Quaternaire 2,6 Ma-Actuel	Variations du niveau de base en relation avec les fluctuations climatiques	Soulèvement du Massif central	Incision du réseau hydrographique + Recul de la couverture tertiaire	Réactivation du karst : pertes et formation de l'aquifère de la Touvre Battement de la nappe karstique

Tableau 1 - Synoptique de l'évolution géodynamique et paléogéographique de la plate-forme carbonatée nord-aquitaine.

L'essentiel à retenir est que durant plusieurs dizaines de millions d'années, au cours du Crétacé inférieur, le secteur de La Rochefoucauld s'est trouvé en position de faible émergence, en domaine littoral, donc à très basse altitude. Cette longue phase a été propice au développement de l'altération biochimique de la masse carbonatée sans engendrer *de facto* une karstification

« normale », c'est-à-dire avec développement de vides souterrains par dissolution directe et totale de la roche. Ce processus de karstification est appelé fantômisiation d'après les découvertes faites en Belgique (Vergari, 1998 ; Quinif, 1999, 2010 ; Havron *et al.*, 2007). Il s'agit d'une altération isovolumique *in situ* des roches carbonatées, une sorte de pédogenèse souterraine progressant dans les trois dimensions en fonction des zones plus poreuses, des joints de stratification et des fractures. La raison de cette dissolution très lente est le quasi blocage de tout écoulement souterrain qui interdit tout potentiel hydraulique (Rodet, 2007). L'énergie mise en cause, d'origine biochimique, s'exprime donc sur des temps très longs. Mais elle suppose une évacuation des carbonates dissous par une autre forme d'énergie, également très lente, sous forme probable de boucles phréatiques permettant l'évacuation progressive des carbonates dissous et la formation d'un aquifère poreux.

5.2. La régression fini-crétacée et les émergences tertiaires

Tout le nord-est de la plate-forme nord-aquitaine est émergé dès le Campanien inférieur vers 83-80 Ma. Cette régression fini-crétacée (R2) laisse place à une longue période continentale qui est marquée par :

(i) un manteau d'altérites, d'âge probable Eocène moyen - supérieur, qui résulte d'une intense pédogenèse, de type latérite et formations pisolithiques (cuirasses ferrallitiques et dalles silico-ferrugineuses) que l'on retrouve en Angoumois méridional (Daniou et Gourdon-Platel, 1977) ;

(ii) des dépôts détritiques mio-pliocènes, en provenance du Massif Central et qui viennent recouvrir les affleurements calcaires de La Rochefoucauld en un vaste cône de déjection alimenté par des ruissellements diffus (Enjalbert, 1947). La hiérarchisation du réseau hydrographique ne s'effectue qu'au Quaternaire.

En terme de karstification, rappelons que le processus d'infiltration des eaux de surface à travers la masse carbonatée dépend de trois paramètres supplémentaires de l'histoire géologique régionale : la tectonique, le décapage de la couverture détritique cénozoïque et les fluctuations de la nappe aquifère.

5.3. Le rôle de la tectonique

Le contexte tectonique de distension du Jurassique Terminal - Crétacé inférieur, conjugué au contexte de faible émergence et du climat tropical humide, a été favorable à une pré-karstification (fantômisiation) très lente à la faveur des joints de stratification et des diaclases. Mais pour l'essentiel, l'absence de mouvements tectoniques importants n'a pas permis un soulèvement général de la région ni une infiltration des eaux de surface à travers la masse carbonatée. Ainsi, malgré la mise en place de demi-grabens étagés dans l'est-charentais et le jeu des failles principales au Cénozoïque, la topographie atténuée et la proximité du niveau de base ont inhibé toute karstification en profondeur (par enlèvement total de matières) à cause du très faible

potentiel hydraulique. Ce sont les phénomènes d'altération qui ont continué à prédominer à l'intérieur de la masse calcaire.

Paradoxalement, c'est la phase compressive cénozoïque qui va jouer un rôle majeur en terme de karstification. La surrection du Massif Central provoque un encaissement du réseau hydrographique. Les pertes de rivières, les infiltrations diffuses et les circulations souterraines vont permettre l'évacuation des altérites tertiaires *in situ* et former un premier stade d'organisation du karst profond. Ainsi, la tectonique compressive a permis de créer un potentiel gravitaire indispensable au dégagement des produits d'altération d'âge mésozoïque et la formation de cavités à physionomie labyrinthique, mais également de grands vides souterrains dont la manifestation actuelle sont les grandes dolines d'effondrement de la forêt de la Braconne (chap. 2).

Les axes de développement des galeries souterraines suivent peu ou prou les grands axes de la tectonique régionale selon deux directions principales, NW-SE et NE-SW. Les directions NW-SE des galeries dominent. Elles rejoignent les fractures qui ont joué en extension durant les phases de distension crétacée. Une étude comparée des directions de galerie dans le réseau de la Fosse Mobile avec l'analyse microtectonique régionale montre que l'évacuation des fantômes de roche s'effectue précisément sur les principales direction de fracturation NW-SE et NE-SW (Ratineau, 1985). Or cette fracturation est liée à la phase tectonique de distension crétacée qui a permis à l'altération biochimique de pénétrer profondément dans la masse carbonatée. La densité du maillage des plans de cavités connues confirme la densité de la fracturation (chap. 2). La moindre fissure a été exploitée par les processus d'altération et de karstification. La densité des conduits exprimée en km/km² (rapport entre la longueur de la cavité et la surface totale couverte par la cavité) dépasse les 90 km/km² pour certaines grottes. De ce point de vue, le karst de La Rochefoucauld est unique en France. Les galeries tortueuses se développent sur plusieurs niveaux en formant souvent des boyaux étroits (Cave Chaude, Barrault, les Rameaux...) qui donnent l'impression au spéléologue d'un désordre déroutant. De fait, elles se terminent fréquemment sur des fissures en cul-de-sac ou sur des trémies, sans raison hydrologique apparente.

5.4. L'érosion de la couverture tertiaire et les paléovallées

Le deuxième paramètre contrôlant la karstification est l'établissement de la couverture détritique tertiaire (figure 18). La roche préalablement fantômisée au Crétacé inférieur a donc été « scellée » par la couverture détritique tertiaire, une partie étant piégée dans les dépressions. Dans un second temps, le recul de cette couverture par érosion/soutirage combiné à la surrection du Massif central a été le moteur d'une karstification profonde originale. En effet, l'infiltration des eaux de surface, rendue possible par l'amincissement de cette couverture plus ou moins perméable, a permis l'apparition d'un potentiel hydraulique et une augmentation des circulations souterraines, favorisant l'évacuation mécanique des altérites souterraines restées en place. On est bien en présence d'une karstification différente de la karstification « normale » qui, elle, est liée à

l'enlèvement total de matière (solutés et insolubles) par dissolution progressives des parois des joints et fractures en contexte de distension (Quinif, 2010).

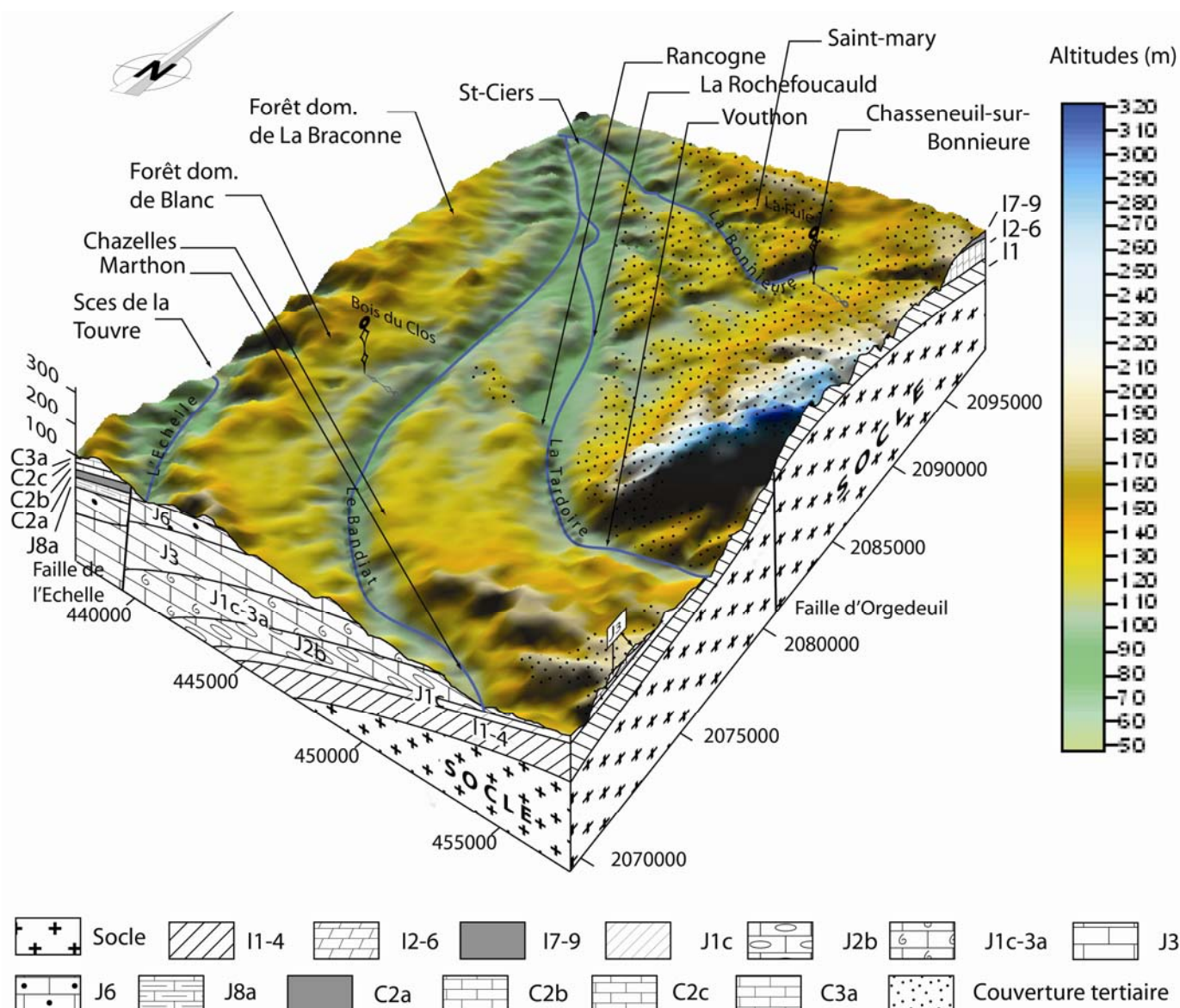


Figure 18 - Modèle Numérique de Terrain (MNT) du karst de La Rochefoucauld permettant de mettre en évidence le glacis topographique entre le plateau limousin structuré par le socle cristallin et les bas plateaux carbonatés de la bordure NE du Bassin aquitain. Le MNT permet de mettre en relation les principales vallées (actives ou sèches) et la couverture de dépôts détritiques cénozoïque qui affleure sur le quart NE du karst. Des témoins de cette couverture ont été reconnus sur l'interfluve Bandiat - Tardoire et attestent de son extension vers l'ouest. Un épais manteau d'altérites fossilisait la majeure partie des terrains carbonatés et karstifiés / « fantômés ». Son démantèlement par l'encaissement des cours d'eau au Plio-Quaternaire a favorisé son recul et le déblaiement des produits d'altération in situ des fantômes de roche.

Légende : socle plutonique (granite) et métamorphique (gneiss, micaschistes) ; I1-4 (Hettangien-Sinémurien : grès et dolomies jaunes parfois oolithiques) ; I2-6 (Sinémurien-Pliensbachien : calcaires dolomitiques gréseux à silex) ; I7-9 (Toarcien-Aalénien : marnes gris-bleu pyriteuses) ; J1c (Bajocien supérieur : calcaires fins jaunes à silex) ; J2b (Bathonien : calcaires fins blancs à silex, ciment microcristallin) ; J1c-3a (Callovien inférieur : calcaires blancs à stratification oblique) ; J3 (Callovien supérieur : calcaires crayeux) ; J6 (Oxfordien : calcaires oolithiques et bioclastiques) ; J8a (Kimméridgien : calcaires argileux) ; C2a (Cénomaniens inférieur : sables et grès glauconieux et argiles noires ligniteuses) ; C2b (Cénomaniens moyen : calcaires argileux) ; C2c (Cénomaniens supérieur : calcaires, sables et marnes bleues) ; C3a (Turonien inférieur : calcaires blancs tendres et argileux) ; couverture tertiaire assimilée à du Sidérolithique. La couverture tertiaire à matrice argileuse inclus des graviers et galets quartzueux sub-anguleux et des silex.

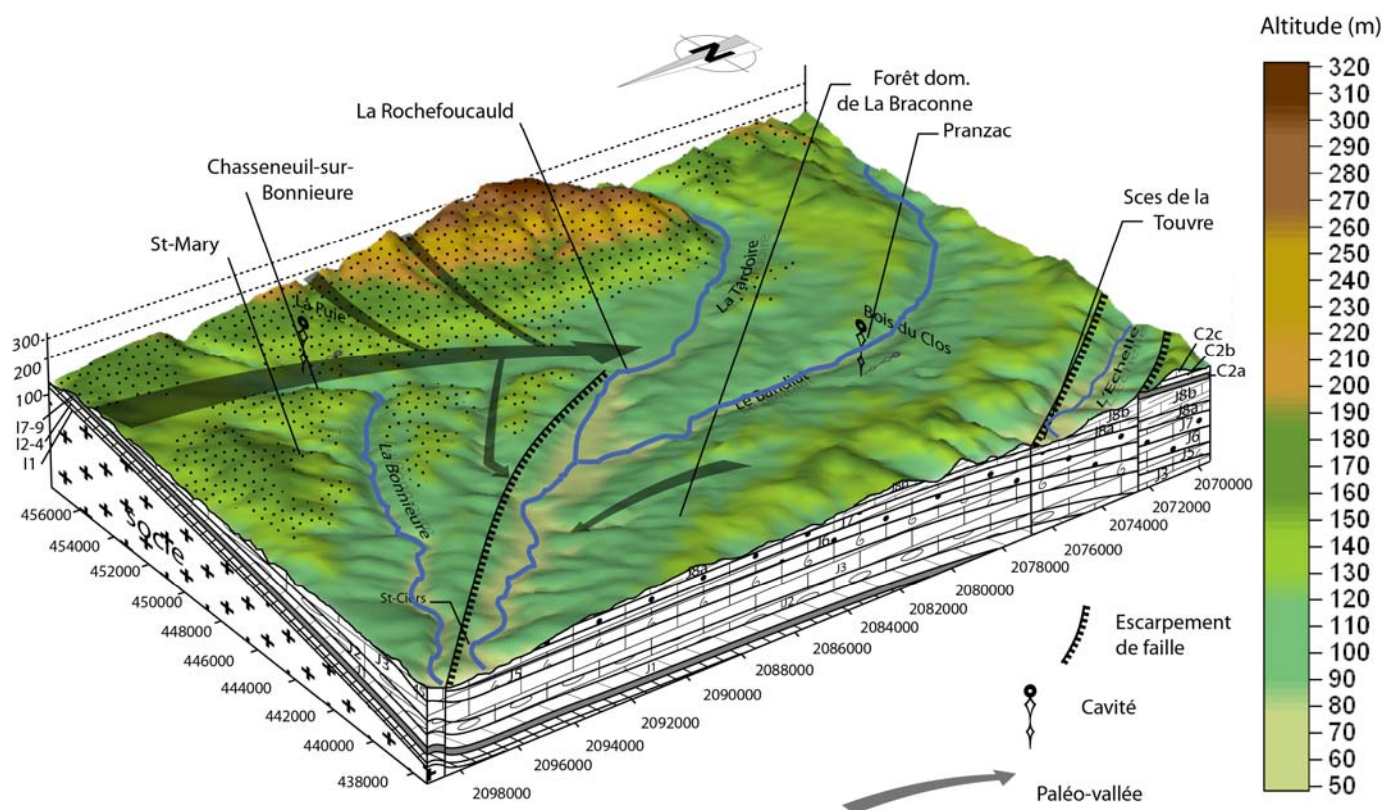


Figure 19 - Localisation des paléovallées plio-quadernaires sur la bordure orientale. La paléovallée principale qui passe par Chasseneuil a été recoupée et capturée par la Bonnieure.

En dehors des grandes vallées actives du Bandiat, de la Tardoire et de la Bonnieure à amont cristallin, on observe actuellement un système de vallons et de vallées sèches ou à écoulement temporaire ne bénéficiant pas d'un bassin amont imperméable (figure 19). Ces paléovallées constituent les témoins d'un encaissement effectué à partir de la couverture détritque tertiaire sans doute au Plio-Quaternaire lors de la dernière phase de surrection du Massif Central. Le plancher calcaire absorbe actuellement les quelques petits écoulements localisés. La vallée active de la Bonnieure recoupe ainsi une grande paléovallée orientée nord-sud (figure 19, flèche noire). Actuellement, le recul de la couverture cénozoïque est toujours en cours sur la marge orientale du bassin d'alimentation de la Touvre. Le champ de dolines qui taraude le plateau de Saint-Mary dans le bois de Bel-Air témoigne d'un soutirage intense d'un karst sous couverture (cryptokarst) qui a débuté au cours du Cénozoïque. La cryptokarstification, sous couverture détritque, est bien visible dans la carrière de Combe Brune (figure 20) ; elle s'est essentiellement développée lors d'une phase compressive, puisque l'endokarst n'était pas suffisamment structuré pour permettre le soutirage puis l'évacuation mécanique de la couverture meuble.

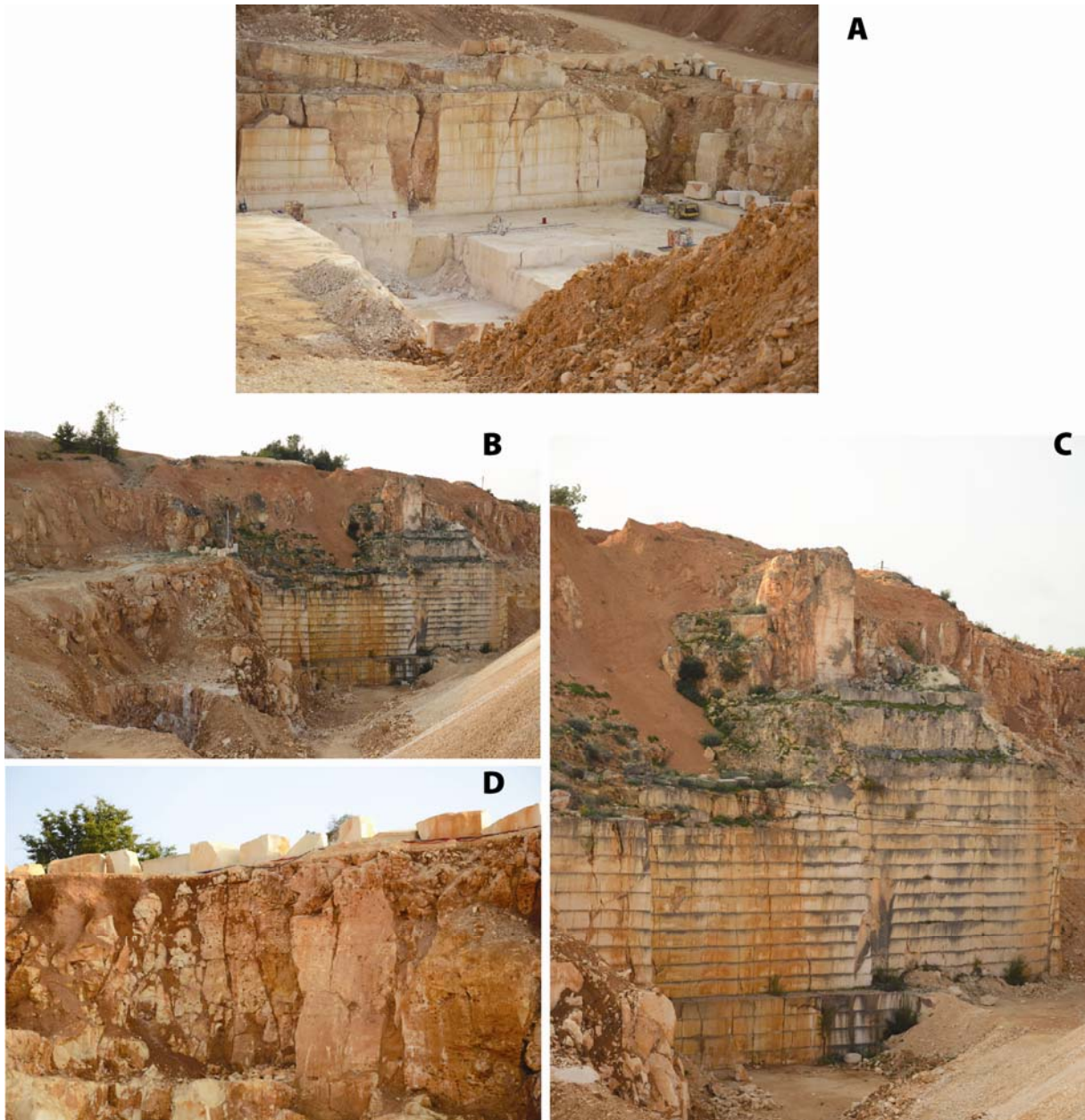


Figure 20 - Processus de crypto-karstification sur calcaires fantômés et sous couverture tertiaire (carrière de Combe Brune). Grandes fissures colmatées (A). Entre les pinacles calcaires, les dépressions plurimétriques sont remplies d'argiles sableuses de la couverture tertiaire (B et C). Crypto-lapiés sous compresse humide de la couverture semi-perméable cénozoïque (D).

5.5. Le rôle du battement de la surface piézométrique (nappe karstique)

Traditionnellement c'est la position du niveau de base régional souvent combinée aux contraintes géologiques (barrière étanche, faille) qui contrôle l'émergence des eaux souterraines. C'est le cas pour le puits-émergence de la Touvre, des puits reconnus dans les grottes de Trotte-Renard, de Chez Porchier, du Bois du Clos et de la Fosse Mobile, mais aussi des méga-dolines d'effondrement du plateau de La Braconne : Grande Fosse, Fosse Limousine, Fosse Rode, Fosse de l'Ermitage, Fosse Ronde... Plus que la position des grottes par rapport aux vallées faiblement encaissées, c'est surtout la position de la nappe et ses fluctuations qui vont avoir un rôle sur la structuration du karst. Ainsi, au cours du Quaternaire, les variations glacio-eustatiques n'ont pas joué un rôle important car les sources de la Touvre n'ont pas été influencées par l'érosion régressive. En revanche, les variations de la nappe karstique ont été contrôlées directement par les variations climatiques.

Les battements de la nappe karstique sont à l'origine des remplissages massifs reconnus dans le Bois du Clos, Rancogne, le Quéroy ou encore dans la grotte de La Fuie, mais aussi de phénomènes de soutirage majeur comme dans la salle de la boue située dans la grotte du Bois du Clos ou encore sur le site paléontologique d'Artenac. Le battement de la nappe est donc à l'origine de la structuration du karst noyé, en grande partie inaccessible. En l'état actuel des connaissances, on aurait donc affaire à des drains majeurs profonds à circulation assez rapide, qui coexistent avec des systèmes annexes labyrinthiques, à circulation plus lente, formés à partir de la vidange des zones altérées.

Conclusion

Le chapitre 1 a permis de replacer le canevas chronologique de la mise en place du karst de La Rochefoucauld et de montrer la place prédominante des phénomènes de fantômisiation dans la préparation de la karstification. Le Crétacé inférieur constitue une période géologique clé pour comprendre la fantômisiation de la série carbonatée en Charente et probablement, à une échelle plus large, dans tout le quart nord-est du Bassin Aquitain. Lors de cette période, qui a accompagné l'ouverture de l'Atlantique, toutes les conditions tectoniques (contexte distensif), paléoclimatiques (chaud et humide) et paléogéographiques (relief très peu prononcé) sont alors réunies pour favoriser une altération biochimique lente et en profondeur de la masse carbonatée. La preuve de cette fantômisiation a été apportée par l'étude des fronts d'altération dans trois carrières, Peusec, Artenac et Combe Brune réparties sur l'ensemble du bassin de la Touvre.

Chapitre 2

Le système de la Touvre : hydrologie, exokarst et types de cavités

Introduction

L'objectif de ce chapitre est double : (i) caractériser le fonctionnement hydrologique du système karstique de la Touvre car il représente une signature hydrodynamique de l'état de la karstification interne ; (ii) établir une typologie des cavités en fonction de leur âge, de leur physionomie et donc de leur genèse, étape nécessaire pour replacer les cavités étudiés (chap. 3 et 4) et leurs remplissages (chap. 6 et 7) dans leur cadre géologique au sens large.

Le système de la Touvre se développe sous un relief monotone et de faible altitude recoupé par des rivières faiblement encaissées quand elles quittent le socle (figure 21). L'ensemble se décompose en une série étagée de bas plateaux calcaires sub-structuraux dont l'altitude décroît peu à peu d'Est en Ouest :

- La couverture argilo-sableuse cénozoïque forme le plateau ondulé qui marque le contact avec les monts du Limousin, à une altitude moyenne de 250 m. Le relief s'incline vers le NO ; les eaux s'y infiltrent dès qu'elles quittent le massif cristallin ;

- Entre Marthon et La Rochefoucauld, dans les calcaires du Jurassique moyen, les rivières du Bandiat et de la Tardoire s'encaissent d'une cinquantaine de mètres dans un ensemble de plateaux uniformes peu élevés (130-140 m d'altitude) et légèrement inclinés vers le NNO ;

- Les calcaires récifaux durs du Jurassique supérieur arment les reliefs des forêts de la Braconne et du Bois Blanc (110 m d'altitude moyenne). Ils forment un ensemble de collines, séparées par de nombreuses vallées sèches, qui s'impose comme un obstacle dans l'organisation du réseau hydrographique. Les cours aval des vallées du Bandiat et de la Tardoire le contournent par le Nord pour se jeter dans la vallée de la Bonnière qui rejoint la Charente entre Mansle et Puygelier.

L'aire du karst de La Rochefoucauld recouvre l'ensemble de ces trois plateaux. « *Le contact socle/couverture se fait par un glacis topographique* » (Battiau-Queney, 1993, p. 127) portant sur des formations d'altération et d'apports détritiques tertiaires. Le modelé plan et tabulaire du bassin sédimentaire carbonaté contraste avec les versants émoussés et convexes du socle sur lesquels naissent les cours d'eau peu encaissés (figure 22).

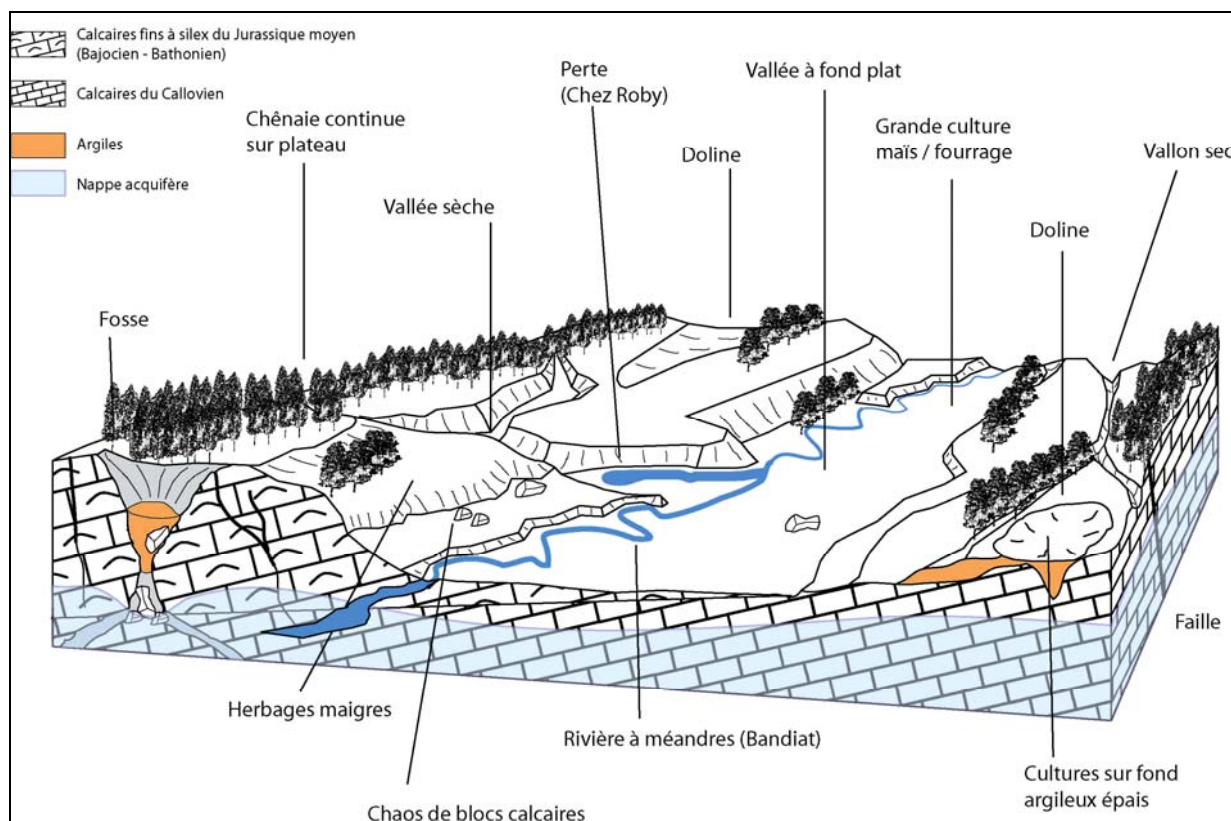


Figure 21 - Schéma synthétique des morphologies karstiques charentaises.

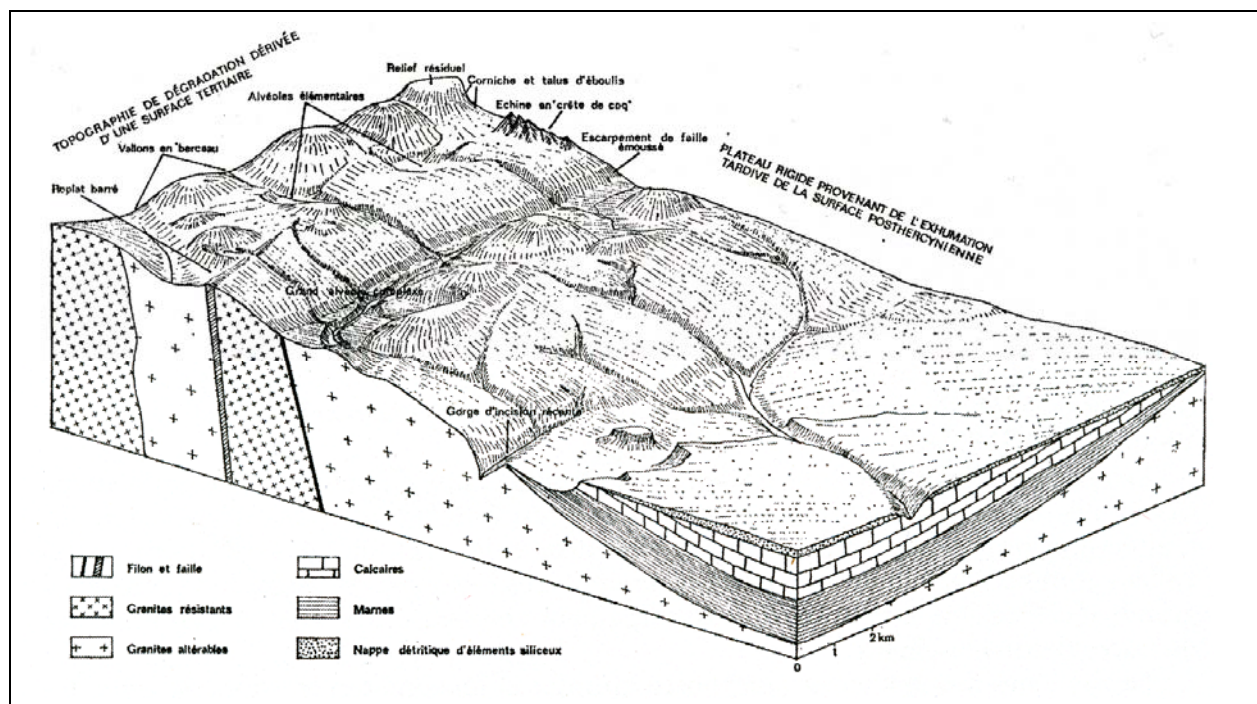


Figure 22 - Bloc-diagramme schématique montrant l'association des modèles caractéristiques des bordures des massifs anciens de l'Europe hercynienne (Godard, 1977, cité par Peulvast et Vanney, 2001). Le contact entre le socle hercynien du Massif central et la bordure nord-orientale du Bassin aquitain se matérialise par l'accumulation d'une épaisse série sédimentaire essentiellement carbonatée, qui repose directement sur le socle granitique.

C'est dans ce contexte topographique de bas plateaux partiellement couverts que se développe et s'organise le karst profond de La Rochefoucauld.

1. LE BASSIN DE LA TOUVRE : UN SYSTEME KARSTIQUE COMPLEXE

La particularité du karst de La Rochefoucauld tient à sa ressource en eau exceptionnelle qui est liée à un immense système karstique hétérogène, dont l'unique exutoire est constitué par les sources de la Touvre (débit moyen annuel 13 m³/s) et de la Lèche (débit moyen annuel 1 m³/s), deuxième émergence de France, après la célèbre Fontaine de Vaucluse (Alpes de Haute Provence). Le fonctionnement hydrodynamique actuel de l'aquifère karstique de la Touvre est unique en France. Ses principales caractéristiques sont indispensables à rappeler afin de croiser les données géologiques, hydrogéologiques, altérologiques et sédimentologiques.

1.1. Le système karstique de la Touvre : aquifère et piézométrie

Le système de la Touvre est étudié depuis plusieurs décennies et bien décrit dans la littérature (Seguin, 1969 ; Quélenec *et al.*, 1971 ; Vouvé, 1975 ; Rambaud, 1979 ; BURGEAP, 1978, 1979, 1980, 1981 ; Bonnin et Seguin, 1982 ; Rouiller, 1987 ; Blavoux *et al.*, 1988 ; Mudry, 1991 ; Hydro-Invest, 1991, 1993, 1994 ; Choppy, 1995 ; BRGM, 1996 ; Larocque, 1997 ; Larocque *et al.*, 1998 ; Larocque et Razack, 1998 ; Kurtulus et Razack, 2007).

Deux aquifères principaux, séparés par l'écran marneux du Toarcien-Aalénien, sont connus :

- un aquifère infra-toarcien, assez réduit, se développant dans les sables fins de l'Infra-Lias et les calcaires dolomitiques du Lias moyen et n'affleurant que sur la marge orientale du secteur d'étude au contact du Massif central (BRGM, 1996) ;

- un aquifère beaucoup plus vaste (550 km²) supra-toarcien ou aquifère du Jurassique moyen et supérieur, qui alimente les sources « vauclusiennes » de la Touvre (débit moyen 13 m³/s) et de la Lèche (débit moyen 1 m³/s). Une relation éventuelle entre ces deux aquifères, à la faveur de grandes fractures, n'est pas prouvée.

Nous nous sommes intéressés, dans le cadre de cette thèse, uniquement au second aquifère, de loin le plus considérable, en raison de ses liens directs avec le système karstique de la Touvre et de son importance pour la ville d'Angoulême dont l'alimentation en eau potable est assurée par captage dans le Bouillant (sources de la Touvre). Les prélèvements pour l'alimentation en eau potable de la ville totalisent 10 à 12 millions de m³/an (Larocque, 1997). L'industrie prélève environ 5 millions de m³/an et l'agriculture 6 à 8 millions de m³/an. Au total, 21 à 25 millions de m³/an sont prélevés, soit moins de 6 % de l'écoulement moyen annuel (450 millions m³/an). A partir des années 1970, les premières études (forages, stations piézométriques, stations hydrométriques, prélèvements, traçages) ont été entreprises afin d'améliorer la gestion et la protection des eaux de la Touvre (Quélenec, 1971 ; BURGEAP, 1978, 1979, 1980, 1981). Ces études traduisent un souci de la part des autorités locales en matière de vulnérabilité de cette unique ressource en eau.

Ces études ont également permis de préciser les limites de l'unité hydrogéologique. Nous n'avons pas nous-mêmes mené ce type d'opération, préférant nous appuyer sur les nombreuses synthèses connues. Plusieurs expériences de coloration, résumées dans le tableau suivant, ont permis de mettre en évidence un lien assez rapide, de 54 à 106 m/h, entre les pertes-grottes des

vallées de la Bonnierre, de la Tardoire et du Bandiat et la Touvre (Quélenec *et al.*, 1971) (tableau 2).

Lieu dit	Rivière	Dates	Quantité colorant (kg)	Débit pertes (m ³ /s)	Durée de l'injection	Débit Touvre (m ³ /s)	Distance (km)	Temps (h)	Vitesse (m/h)
Chez Lascoux	Tardoire	15.9.70	15.4	0.177-0.080	4h00	6.0	13.0	258	54
Chez Lascoux	Tardoire	16.4.71	13.0	1.400	2h00	13.0	13.0	122	106
Champ de la Queue	Bandiat	3.11.70	10.0	0.083	2h00	?	7.0	120	56
Puy Vidal	Bandiat	14.5.71	12.0	0.220	1h24	18.2	9.5	96	98

Tableau 2 - Tableau récapitulatif de quatre expériences de traçage (Quélenec *et al.*, 1971). Les temps de transit du colorant (fluorescéine) varient entre 4 et 10 jours avec des vitesses de l'ordre de 50 à 100 m/h suivant le lieu et l'époque de l'injection.

Ces résultats montrent que l'on a un écoulement noyé assez rapide à partir des pertes (Bonnin et Séguin, 1982). Pourtant les courbes de tarissement et de décrue montrent des coefficients de tarissement très faibles. On a donc affaire à un karst complexe, avec des circulations rapides à partir des pertes qui représentent entre 55 et 60 % de l'alimentation des sources de la Touvre et des circulations beaucoup plus lentes, provenant des infiltrations dans les calcaires (40 à 45 %), à l'origine de courbes de tarissement extrêmement plates, étudiées en détail plus loin (figure 23).

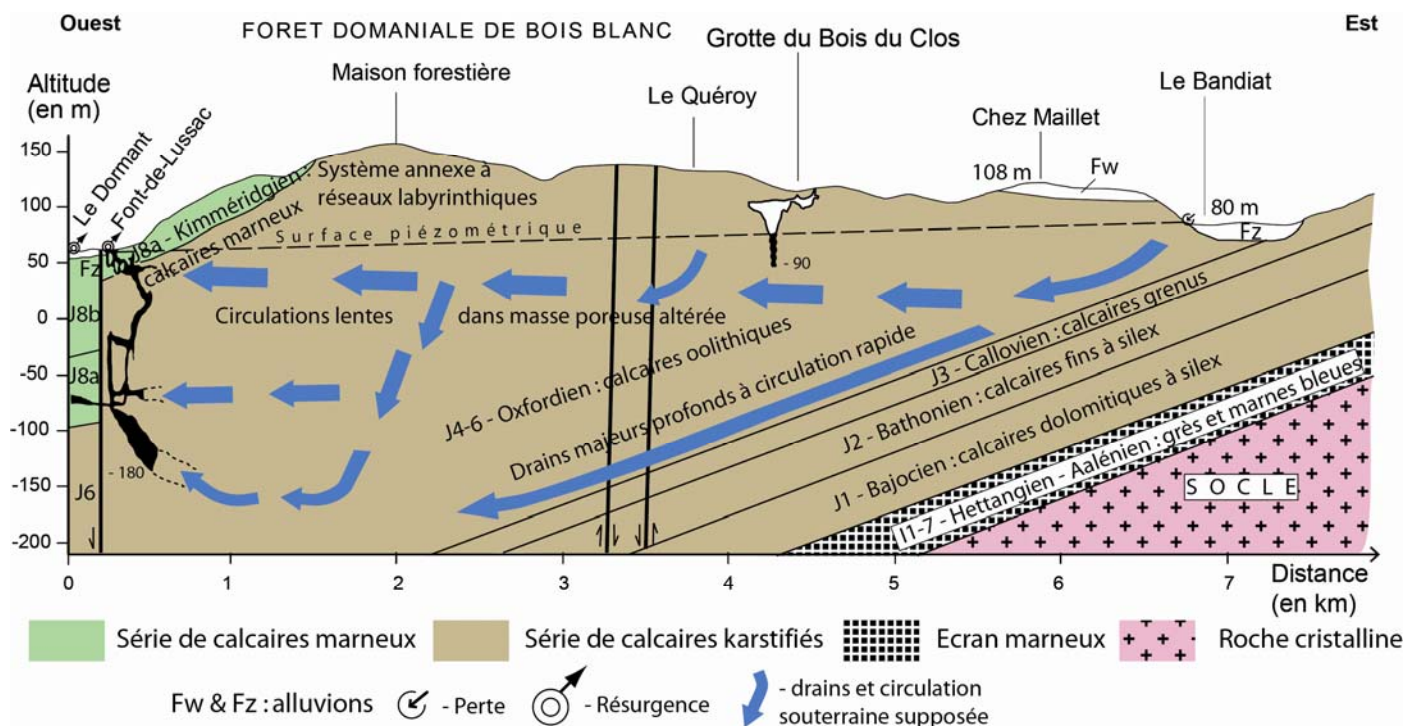


Figure 23 - Coupe géologique intégrant le système souterrain de la Touvre dans les calcaires jurassiques (partie aval et moyenne). Le bassin d'alimentation de l'aquifère karstique de la Touvre est limité à l'est par la zone d'affleurement du Toarcien-Aalénien et à l'ouest par les faciès marneux du Jurassique supérieur. On a une circulation rapide basale provenant des pertes et une circulation lente provenant de la masse altérée qui donne des courbes de tarissement très plates (réservoir poreux très capacitif) (dessin et conception G. Dandurand).

L'étude piézométrique a permis de montrer qu'un écoulement souterrain permanent s'effectue de la Bonnieure vers le bassin de la Tardoire, puis vers la Touvre (Hydro-Invest, 1991, 1993, 1994 ; Larocque, 1997) et donc d'établir la superficie du bassin d'alimentation à 550 km² (Touvre et Lèche). En intégrant la partie non carbonatée des bassins versants de la Bonnieure, de la Tardoire et du Bandiat, l'aire d'extension est triplée, estimée à 1 500 km² (BURGEAP, 1978, 1979, 1980 ; Hydro-Invest, 1991).

M. Larocque (1997) en a fait la synthèse cartographique dans sa thèse (figures 24-25). Elle met en évidence les variations piézométriques entre les périodes de hautes eaux et celles de moyennes eaux. En hautes eaux, la nappe ne se trouve qu'à quelques mètres sous la Tardoire et en relation directe avec le Bandiat jusqu'à Chazelles. A partir de Chazelles, la surface piézométrique plonge jusqu'à 20 m sous le lit du Bandiat. Par contre, en moyennes eaux, la nappe se situe à 20 m sous le lit du Bandiat au niveau de Marthon, mais continue à descendre vers le nord, jusqu'à 30 m. Les variations piézométriques sont donc très importantes au niveau du Bandiat et de la Tardoire. En revanche, les profils piézométriques montrent une faible amplitude des variations piézométriques au niveau de la Bonnieure. D'autre part, M. Larocque a mis en évidence, au niveau de la Bonnieure, la présence d'une « crête piézométrique ». A partir d'un certain seuil, en basses eaux, les eaux ne s'écoulent plus vers les sources de la Touvre. La liaison hydraulique entre la nappe sous la Tardoire et la nappe sous la Bonnieure se déconnecte. Une nappe perchée persiste dans les formations détritiques tertiaires, mais sans lien avec la nappe karstique de la Touvre. A l'inverse, en hautes eaux, la Tardoire déborde. Le niveau de la nappe atteint celui de la Bonnieure.

Les cartes piézométriques en basses eaux et en hautes eaux indiquent un gradient piézométrique moyen de l'ordre de 0,56 %, soit 56 cm/km. En outre, entre un épisode de crue ou de tarissement, le battement de la nappe est très important puisqu'il peut atteindre au maximum 30 m dans le piézomètre de la Rochefoucauld (Hydro-Invest, S. Renié, 2009). Le battement de la nappe est donc très important pour un karst avec si peu de relief.

Par ailleurs, ces forages, mis en œuvre pour mesurer la piézométrie, ont permis des découvertes importantes à partir de l'observation de faciès très singuliers (Hydro-Invest, B. Dubéarnès, 1994). Celui réalisé à Mornac a mis en évidence une alternance de passées très recristallisées et dures où les oolithes sont à peine visibles et de passées où les oolithes sont libérées sous forme de billes non cimentées (S. Renié, communication orale). M. Larocque (1997) note également des pertes d'outils forants et de carottiers dans des cavités profondes. On peut s'interroger sur la nature de ces cavités. Il peut s'agir de vides karstiques liés à la vidange de zones altérées ou bien de zones fantômées très poreuses. Croisées avec les informations du forage de Mornac, ces données confirment les observations effectuées en carrière sur une fantômisation de la série carbonatée qui implique une circulation très lente des eaux à côté de drains à circulation plus rapide.

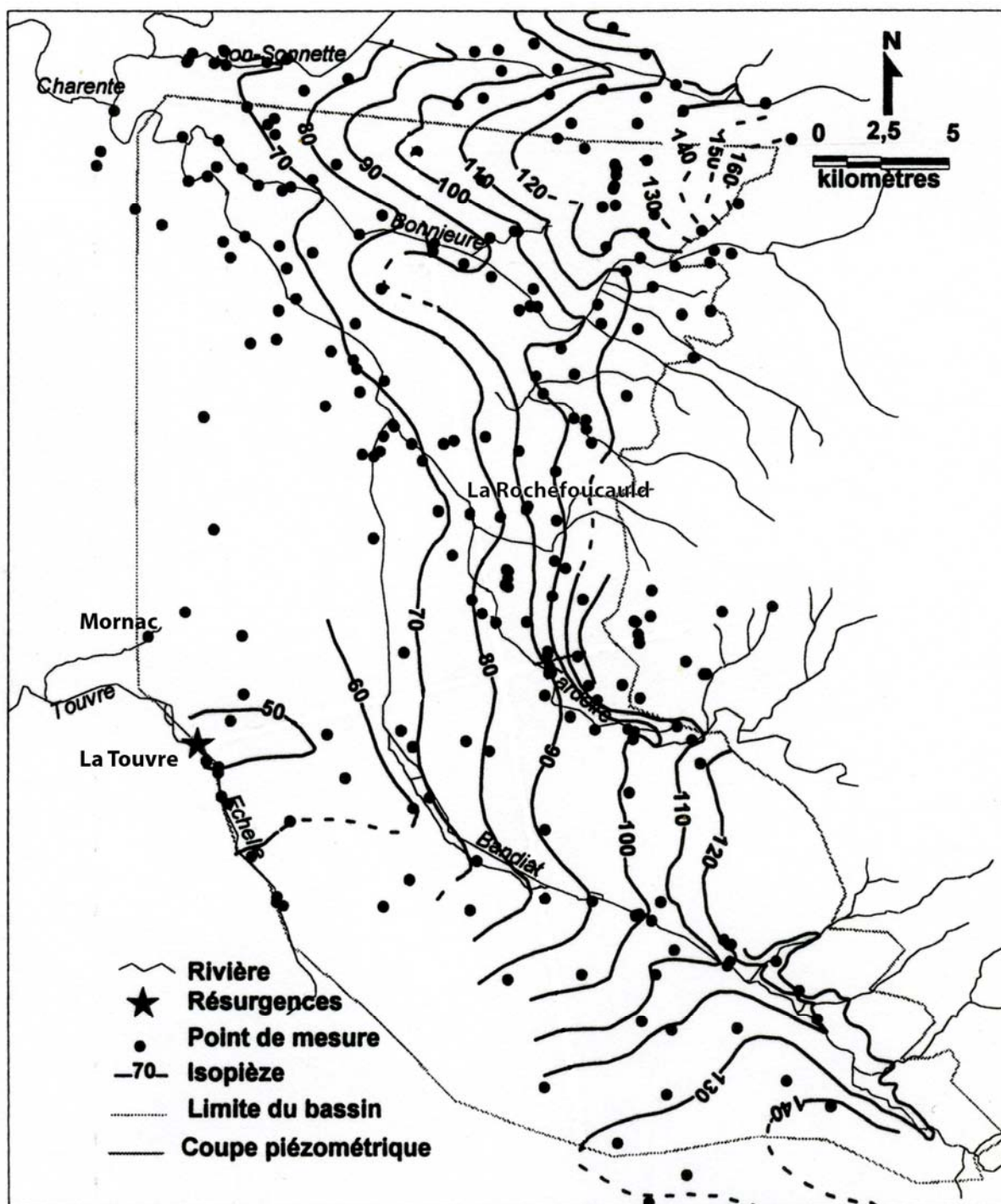


Figure 24 - Cartes piézométriques en hautes eaux de mars 1994 (Hydro-Invest, 1994 cité par Larocque, 1997).

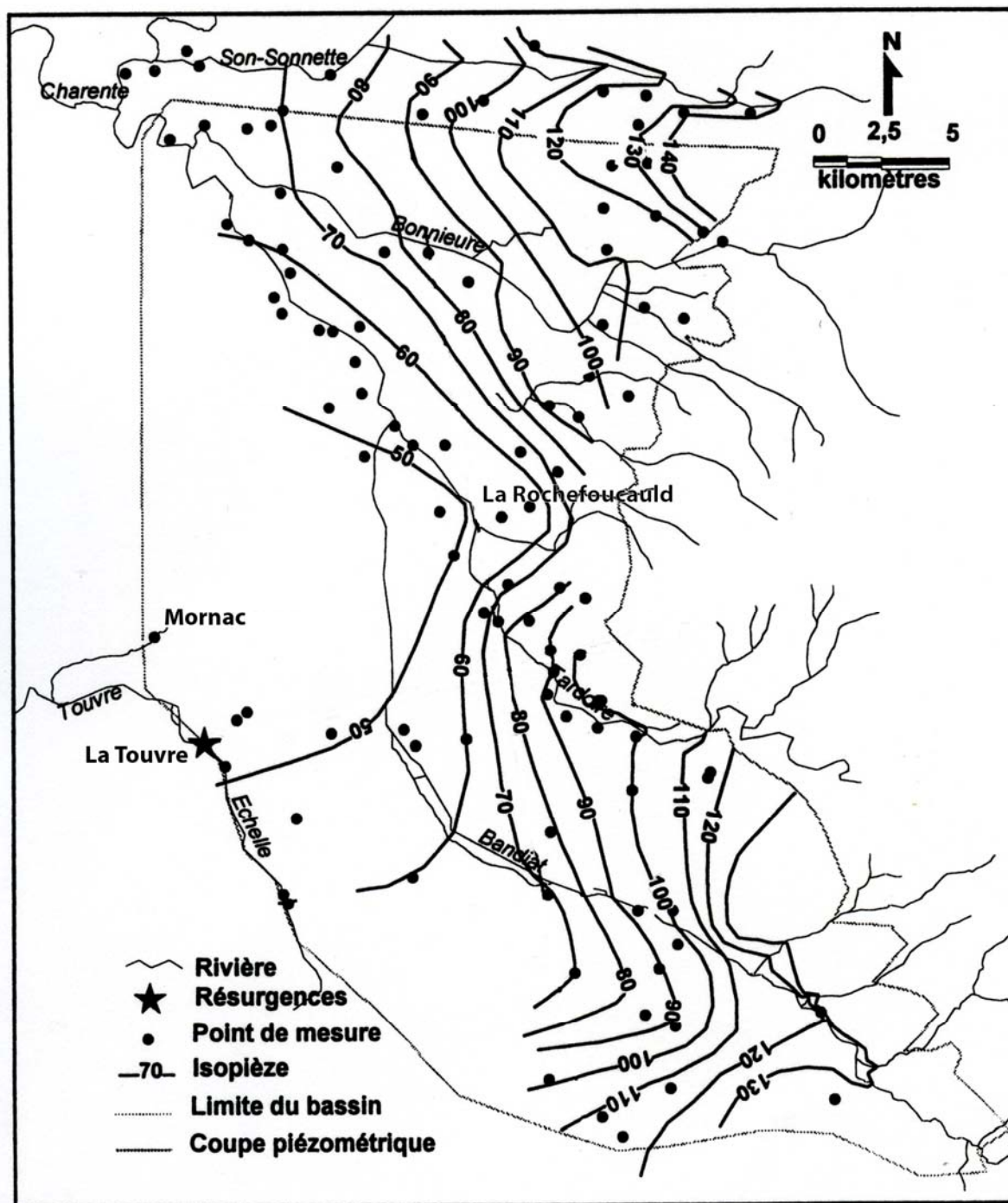


Figure 25 - Cartes piézométriques en moyennes eaux de septembre 2005 (Hydro-Invest, 1994 cité par Larocque, 1997).

1.2. Le fonctionnement hydrologique et hydrodynamique du système : une vidange très lente de la réserve karstique

Les profils des débits de la Tardoire, du Bandiat, de la Bonnieure, de la Touvre et de l'Echelle montrent toutes les caractéristiques d'un régime pluvial, avec des crues hivernales, des étiages estivaux et une forte variabilité interannuelle. La Tardoire et le Bandiat, cours d'eau non pérennes dans leur partie aval, prennent leur source dans le Massif central (entre Châlus et Marval). Six mois par an environ leurs eaux ne rejoignent pas la Charente, pendant les saisons plus sèches. Ainsi la Tardoire a un débit moyen amont de 6,17 m³/s et un débit aval de 3,58 m³/s (Larocque,

1997, p. 79). Il en est de même pour le Bandiat. En hautes eaux, la Tardoire rejoint la Bonnieure, au niveau de Saint-Ciers.

La Bonnieure, l'Echelle et la Touvre sont des cours d'eau pérennes. La Bonnieure s'écoule dans la partie nord de la zone (figure 26), tandis que l'Echelle délimite le sud-ouest de l'aquifère. Ces deux rivières n'alimentent pas toute l'année les sources karstiques. Pendant la période de basses eaux, une partie de la Bonnieure alimente les sources de la Touvre. En revanche, en hautes eaux, alimentée par le débordement de l'aquifère, la Bonnieure draine directement la Charente (débit moyen $0,18 \text{ m}^3/\text{s}$, Larocque 1997, p. 80).

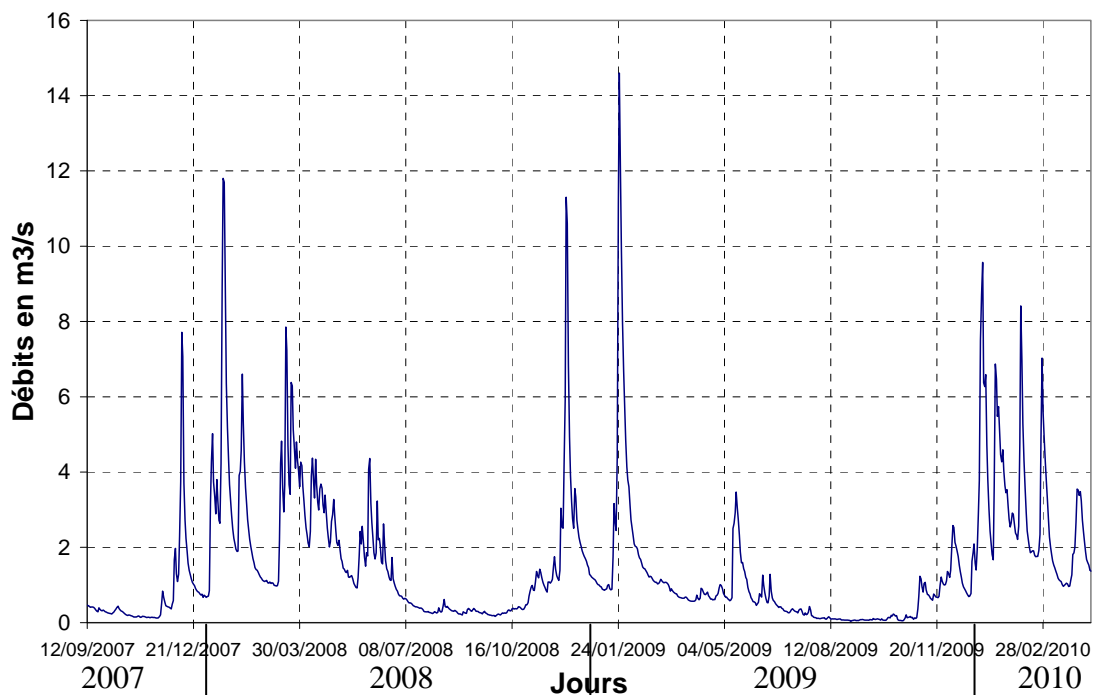


Figure 26 - Exemple de variations de débit sur la Bonnieure enregistrées à Saint-Ciers du 17/09/2007 au 14/04/2010 (source : www.eaufrance.fr, consulté le 20 octobre 2011). Les principales crues ont lieu de décembre à mars. Quelques crues secondaires peuvent survenir en mai et juin. De juin à novembre, les étiages sont nettement marqués, avec une courbe de tarissement très plates.

La Touvre s'écoule vers l'ouest et se jette dans la Charente à hauteur de Gond Pontouvre. C'est sur cette rivière que nous avons les informations et les données les plus abondantes (figure 27). Les premières études remontent au début du XX^{ème} siècle (Lescuras, 1939). Plusieurs études y ont été consacrées par la suite (Séguin, 1969 ; Quélenec *et al.*, 1971). Les études récentes réalisées par la société Hydro-Invest ont permis d'accumuler des données récentes sur la rivière.

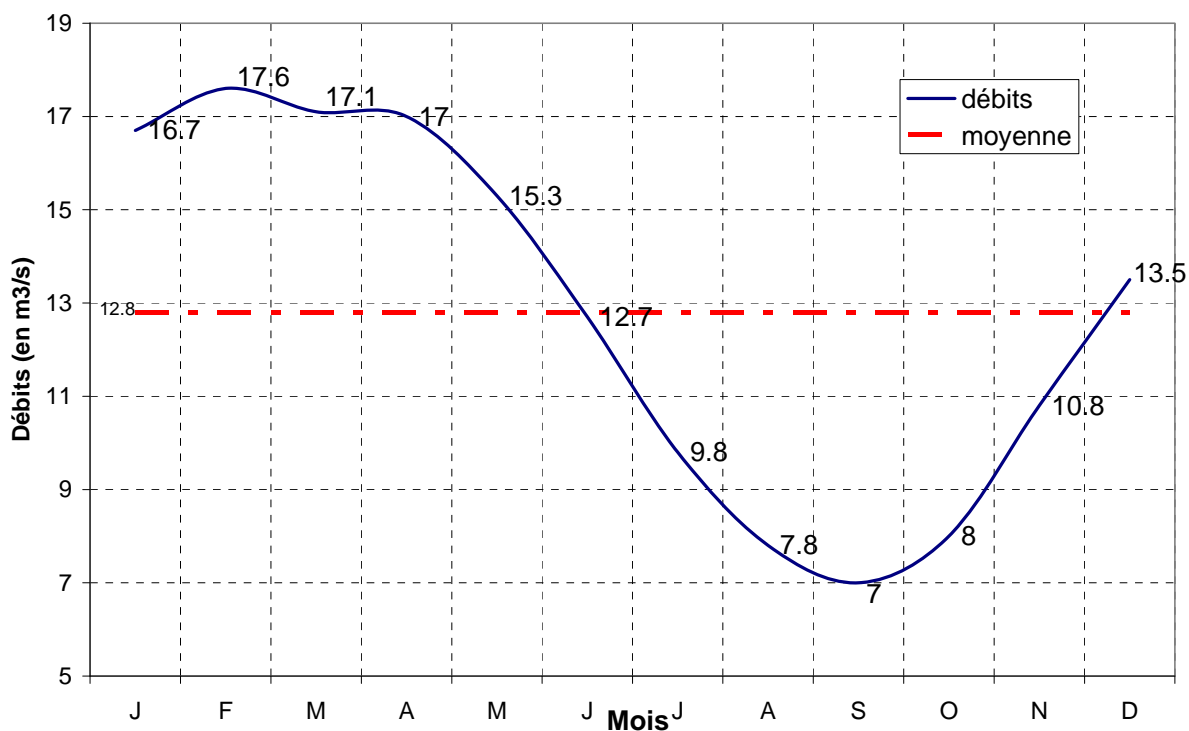


Figure 27 - Débits moyens mensuels (série de 91 ans : janvier 1919/juin 2010) de la Touvre à la station de Ruelle-sur-Touvre (sources : Lescuras, 1933 ; Quélenec *et al.*, 1971 ; Hydro-Invest). Les périodes de hautes eaux de la Touvre correspondent en général aux pluies d'hiver ; cependant le débit moyen mensuel de la Touvre peut atteindre des valeurs importantes à la fin de l'automne ou au début de l'hiver. Le mois de septembre est caractérisé par les débits les plus bas, donc en fin de saison sèche.

L'évolution interannuelle des débits moyens de la Touvre montre une grande disparité avec des minima compris entre moins de $10 \text{ m}^3/\text{s}$ pour les années 1898, 1905, 1921, 1949, 1989, 1990, 1991 et 2005 et des maxima supérieurs à $18 \text{ m}^3/\text{s}$ pour les années 1904, 1910, 1912, 1923, 1982, 1988 et 1994 (Lescuras, 1933, www.hydroinvest.com et www.eaufrance.fr, consultés le 20 octobre 2011).

1.2.1. Un karst sous climat océanique assez humide

Le climat charentais est manifestement influencé par la proximité de l'Océan atlantique (figures 28-29). La température moyenne annuelle est de 12°C et la moyenne des températures mensuelles ne descend jamais sous 5°C . Les pluviométries mensuelles moyennes sont toujours supérieures à 45 mm, avec une moyenne annuelle de 850 mm. Le secteur du karst de La Rochefoucauld se situe entre les isohyètes 800 et 950 mm. Il y pleut donc légèrement moins que sur le Confolentais ($> 950 \text{ mm/an}$), mais un peu plus que sur l'Angoumois méridional ($< 800 \text{ mm/an}$). Le karst de La Rochefoucauld marque le début du gradient pluviométrique croissant en direction du Massif central.

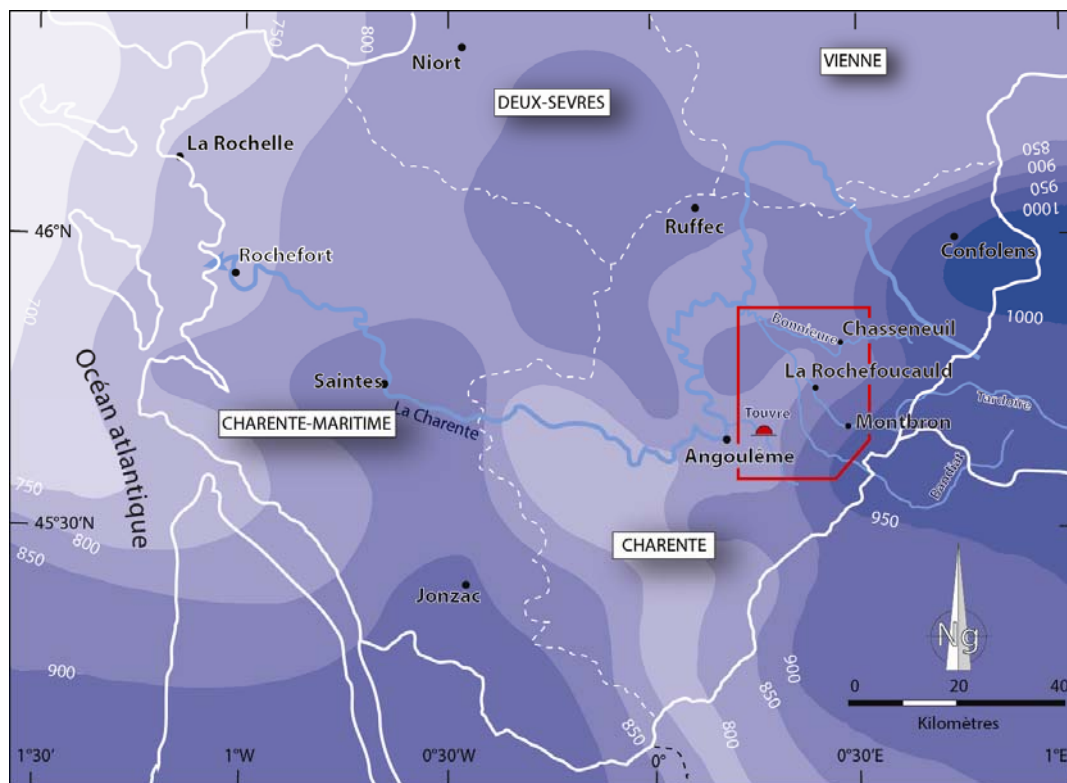


Figure 28 - Carte des hauteurs des précipitations moyennes annuelles en mm (Neveu, 1999, redessinée). Le gradient pluviométrique est bien marqué à l'Est (effet orographique). La Charente et ses affluents prennent leur source sur les premiers contreforts du Massif central, bien arrosés (> 1 000 mm/an). La dépression du bassin moyen de la Charente se marque par une dépression pluviométrique. Le trait discontinu rouge représente les limites du karst de La Rochefoucauld.

Le climat océanique humide du bassin amont de la Charente s'explique par l'effet orographique des premiers contreforts du Massif central, tandis que le faible gradient pluviométrique du bassin aval s'explique par un relief relativement plat - excepté le dôme pluviométrique au niveau de la boutonnière de Jonzac - et de basse altitude ouvert aux influences océaniques et aux flux dominants de l'Ouest.

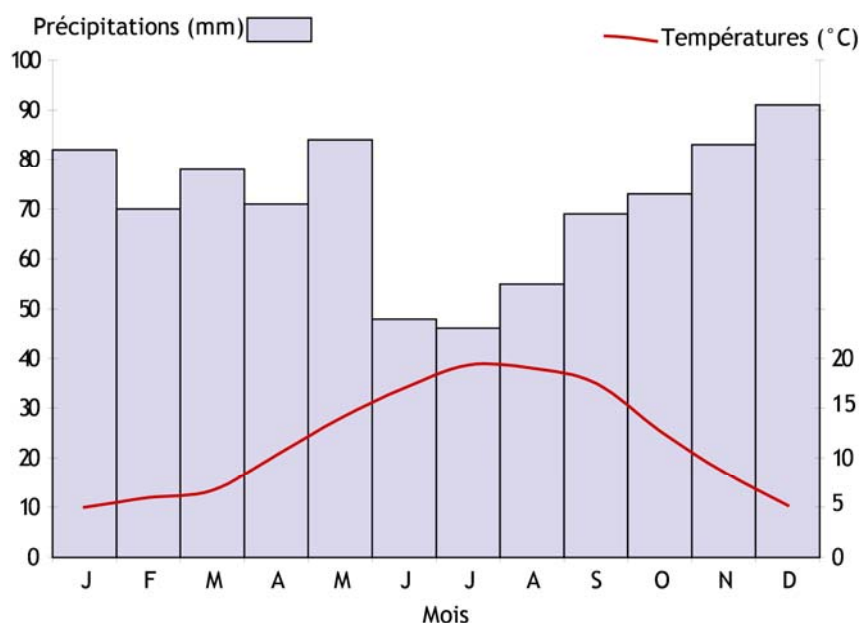


Figure 29 - Diagramme ombrothermique aux stations de La Couronne pour les précipitations et d'Angoulême pour les températures. Séries climatiques 1919-1968, Quélenec et al. 1971 ; 1960-1994, Giret, 2002 ; 1992-2008 Hydro-Invest ; 2008-2009 Météo-France à La Rochefoucauld.

Les données pluviométriques quotidiennes recueillies auprès de Météo France pour la période septembre 2007 - avril 2009 montrent une assez forte variabilité interannuelle. Malgré cette forte variabilité, nous avons cherché à estimer un taux moyen de dissolution spécifique.

En utilisant la formule de Turc : $E = P / \sqrt{0.9 + P^2 / L^2}$ (exprimée en mm/an) avec P = hauteur des précipitations annuelles (850 mm), $L = 300 + 25T + 0.05 T^3$ (530,4), T = température moyenne annuelle (12 °C), on obtient 545 mm d'évapotranspiration réelle annuelle, soit 305 mm de pluies efficaces. Si on considère la superficie du bassin d'alimentation des sources qui concerne directement les affleurements carbonatés, soit 550 km², on obtient une lame d'eau écoulée de 167,8 millions m³/an. Cette lame d'eau écoulée efficace serait à l'origine de la dissolution de 16 à 19 000 t de Ca⁺⁺ sur le bassin de la Touvre (Quélenec *et al.*, 1971 ; Hydro-Invest, 2009).

Rapporté au volume annuel de CaCO₃ dissous de l'ordre de 16 000 m³ pour une densité moyenne de 2,5, la dissolution spécifique est de l'ordre de 30 m³/km²/an de calcaire. Hydro-Invest (S. Renié, communication orale) donne la valeur de 32 m³/km²/an. En reprenant les données chimiques et les débits mesurés par R.E. Quélenec *et al.* (1971), on obtient un taux de 34 m³/km²/an. Ces valeurs sont donc concordantes et indiquent une dissolution spécifique comprise entre 30 et 35 m³/km²/an correspondant à d'autres valeurs obtenues dans ce type de contexte morphoclimatique (Nicod, 1972).

1.2.2. Les sources de la Lèche et de la Touvre

Les deux sources ne sont distantes que de 700 m. Pourtant, elles sont totalement indépendantes (Rouiller, 1987). L'eau des sources de la Lèche rejoint rapidement la rivière l'Échelle qui au contact des sources du Bouillant, du Dormant et du Font-de-Lussac forment la Touvre. La Lèche se tarit généralement en période sèche. Son débit moyen annuel est compris entre 0,97 m³/s et 1,3 m³/s (Rouiller, 1987, p. 45 ; Larocque, 1997, p. 80). Les sources de la Touvre constituent la principale résurgence de l'aquifère karstique de La Rochefoucauld. Avec un module annuel de 13 m³/s, elle vient juste après la Fontaine de Vaucluse, dont le module annuel est de 20 m³/s (tableau 3). Formées par trois exutoires : le Bouillant, le Dormant et le Font-de-Lussac, elles sont localisées le long de la limite ouest de l'aquifère, c'est-à-dire au contact des séries semi-imperméables des marnes et des calcaires marneux du Kimméridgien supérieur, sur des failles-flexures. Les trois griffons donnent accès à de vastes puits noyés. Le Bouillant et le Dormant ont été explorés en plongée jusqu'à 152 m de profondeur (Jérôme Meynié, 2007) tandis que le Font-de-Lussac a pu être exploré jusqu'à 180 m de profondeur (Jérôme Meynié, 2004) (figure 30).

Le régime des sources est marqué par une forte variabilité des débits moyens annuels en fonction des années sèches et des années humides avec un rapport de 1 à 3. L'année 1988 a enregistré un débit moyen annuel de 21 m³/s tandis que les années 1989 et 1990 ont connu respectivement des modules de 7 et 8 m³/s. Les étiages se répartissent entre l'été et l'automne et peuvent parfois se poursuivre jusqu'au début de l'hiver. Le débit des sources peut alors descendre à 2 m³/s. Les crues se produisent de décembre à mai. Les débits de crue peuvent dépasser 30 m³/s et jusqu'à 40 m³/s (1983).

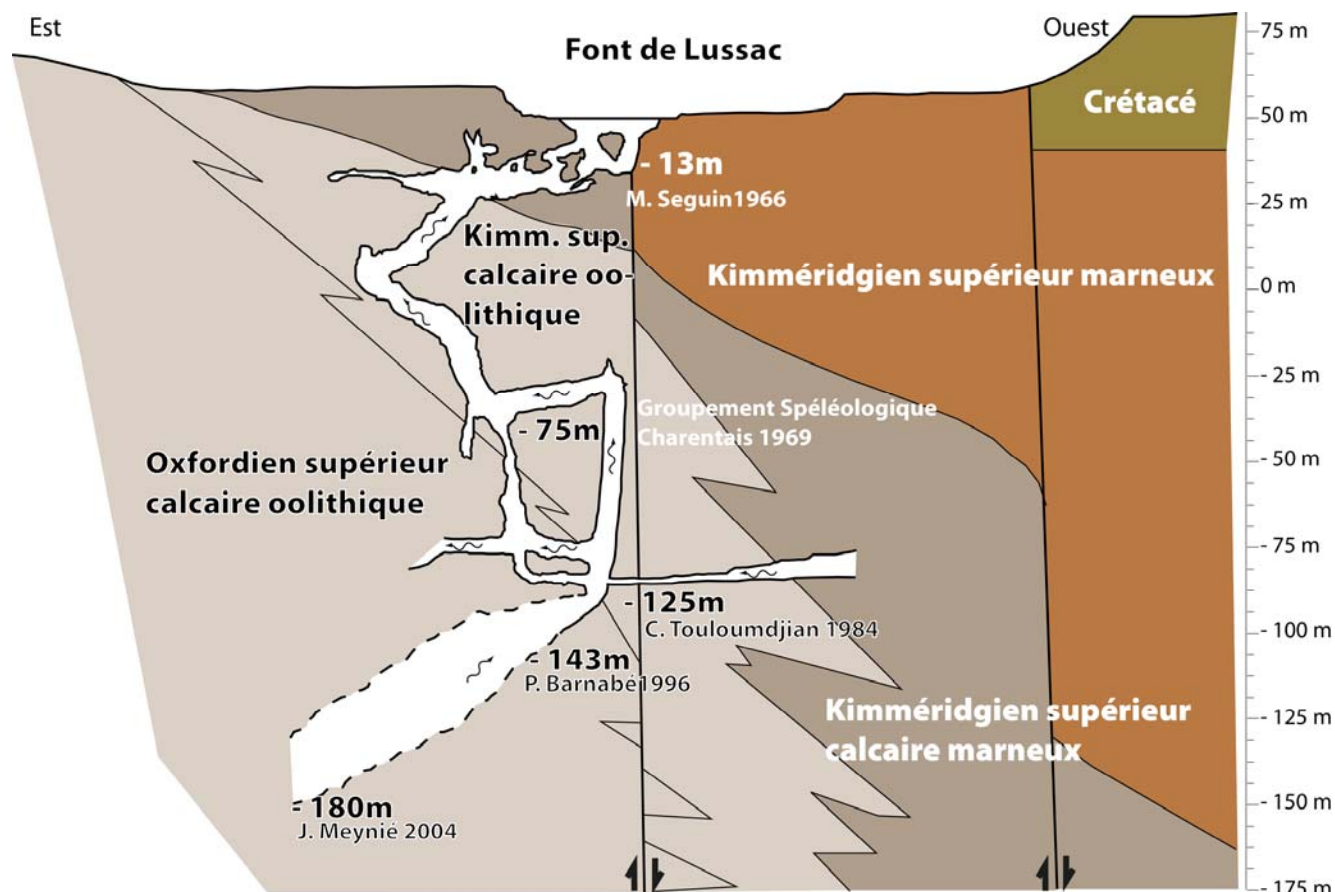


Figure 30 - Coupe du Font de Lussac. Les premières plongées ont débuté dans les années 1960. La cote - 180 m a été atteinte en 2004 sans que le fond ne soit atteint. Mais le puits très large continue à plonger dans la masse calcaire.

Nom de l'émergence	Département	Profondeur	Débit moyen (en m ³ /s)	Débit d'étiage (en m ³ /s)	Débit de crue (en m ³ /s)	Superficie du bassin (en km ²)
Fontaine de Vaucluse	Vaucluse	308 m	20	4	90	1 500
Sources de la Touvre	Charente	180 m	13	2	40	550
Fontaine l'Évêque	Var	> 80 m	5,7	2,3	19	180
Fontestorbes	(Ariège)	-	2,3	1,04	3,51	85
Source du Lez	Hérault	> 100 m	2,2	0,4	7	400

Tableau 3 - Comparaison des principales sources karstiques françaises. Malgré un bassin versant 3 fois plus petit que celui de la Fontaine de Vaucluse, le débit moyen annuel des sources de la Touvre n'est que 1,5 fois inférieur.

1.2.3. Analyse des courbes de décrue et de tarissement

L'étude de quelques hydrogrammes particuliers permet de caractériser le fonctionnement hydrodynamique du bassin de la Touvre. Basée sur la méthode de A. Mangin (1970, 1975), elle repose sur une décomposition de la courbe de récession correspondant à la partie décroissante de l'hydrogramme, décomposée en deux courbes : la courbe de décrue résultant de l'effet de l'infiltration rapide (pertes) et la courbe de tarissement qui traduit les variations de débit dues à la lente diminution du volume dynamique du karst noyé. L'étude des courbes de décrue et de tarissement fournit des paramètres permettant des comparaisons utiles avec d'autres systèmes karstiques français. Ces paramètres sont :

Q = débit de pointe de crue exprimé en m^3/s .

Q_{ro} = débit théorique du tarissement extrapolé à partir de la courbe de tarissement (ou débit de base) exprimé lui aussi en m^3/s .

q_0 = débit de l'infiltration exprimé en m^3/s . $q_0 = Q - Q_{ro}$

t_i = durée de la décrue en jours.

n' = coefficient d'infiltration. Il exprime la vitesse moyenne de l'infiltration. Si $n' > 1$, l'infiltration rapide est dominante. $n' = 1/t_i$

ϵ = coefficient d'hétérogénéité d'écoulement ou de l'infiltration lors de la décrue. Il permet de caractériser la concavité de la courbe de décrue. Plus l'infiltration est rapide plus ϵ augmente (> 1). Dans le cas de systèmes karstiques à alimentation plus complexe (systèmes d'alimentation disjoints, ruissellement de surface), le coefficient est généralement < 1 . Quand $\epsilon < 0.01$, l'infiltration est très lente.

$$\epsilon = [(q_0 - q^*)/q^*t] - (n'q_0/q^*)$$

q^* correspond à q_0 (débit d'infiltration initial) /2 obtenu après tant de jours (t); t représente le temps nécessaire pour que $q^* = q_0/2$

α = coefficient de tarissement. Il caractérise la pente de la courbe de tarissement et permet de calculer les débits imputables à la réserve dynamique. $\alpha = \log Q_1 - \log Q_2 / 0.4343(t_2 - t_1)$

V = volume dynamique disponible ou initial exprimé en m^3 . Il exprime les réserves écoulables.

$$V = Q_{ro} / \alpha \cdot 86400$$

$VTTA$ = volume total transité annuel exprimé en m^3 .

k = coefficient de régulation. Expriment le rapport du volume dynamique disponible sur le volume annuel total transité, il permet de mettre en évidence l'importance du karst noyé. $K = V/VTTA$

i = il caractérise la forme de la décrue. $i = (1 - n't) / (1 + \epsilon t)$ avec $t = 2$ jours.

Année	Q (m^3/s)	Q_{ro} (m^3/s)	q_0 (m^3/s)	t_i (jours)	n'	ϵ	α	V ($10^3 m^3$)	$VTTA$ (m^3)	k	i
1980	30	8.2	21.8	191	0.0052	0.03	0.0013	544 984	428 453 280	1.23	0.99
1981	26.2	8.7	17.5	113	0.0088	0.23	0.0009	835 200	508 066 560	1.60	1.03
1985	26.4	6.1	20.3	128	0.0078	0.10	0.0003	1 756 800	481 165 920	5.63	1.01
1989	20.7	4.6	16.1	147	0.0068	0.14	0.0004	993 600	252 792 576	4.43	0.98
2005	13.4	3.9	9.5	96	0.0104	0.18	0.0004	842 400	238 131 360	3.47	1.02
2007	34.2	10.8	23.4	66	0.0151	0.05	0.0009	1 036 800	503 839 488	2.04	1.00
2009	19	5	14	149	0.0067	0.08	0.0009	480 000	387 785 664	1.27	1.01

Tableau 4 - Paramètres des courbes de décrue et de tarissement de la Touvre, obtenus par la méthode de A. Mangin (1975), pour quelques années caractéristiques.

En ce qui concerne les courbes de tarissement, elles présentent, pour les huit années prises en exemple, une très faible pente. Les coefficients α sont compris entre 0,0003 et 0,0013 (tableau 4 et figure 31). Les valeurs calculées sont proches de celles calculées par D. Rouiller (1987, p. 78). Elles sont très faibles et traduisent une vidange très lente du karst noyé de la Touvre, et par conséquent une faible karstification de la zone noyée.

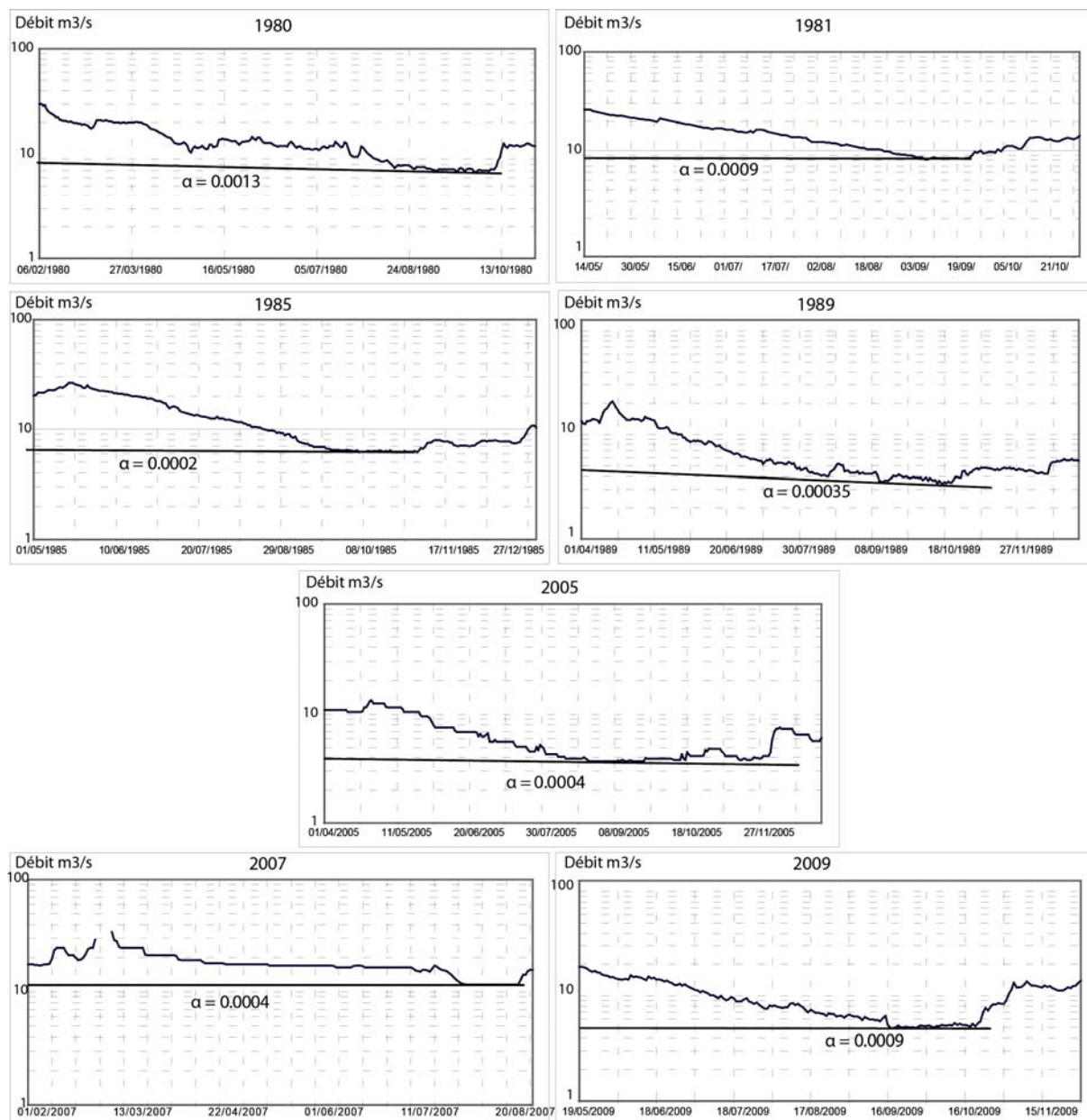


Figure 31 - Courbes de décrue et de tarissement des sources de la Touvre (source : www.eaufrance.fr, consulté le 20 octobre 2011).

De plus, les volumes dynamiques disponibles peuvent dépasser 1 milliard de m³ comme en 1985 et 2007. L'importance des réserves souterraines dynamiques (écoulables), déjà mise en évidence par D. Rouiller, est considérable. Les valeurs très faibles de α et les énormes volumes dynamiques calculés traduisent une vidange très lente du karst noyé de la Touvre au cours de l'étiage.

L'analyse des courbes de décrues permet de caractériser le mode d'alimentation de l'aquifère. La décomposition des hydrogrammes des courbes de décrue met en évidence des pentes assez faibles. Les coefficients d'hétérogénéité (ϵ) sont compris entre 0,03 et 0,23. Ils indiquent une alimentation complexe de l'aquifère et le rôle important joué par les pertes du Bandiat et de la Tardoire (durée d'infiltration plus longue et donc augmentation de la durée de la décrue). Les coefficients d'infiltration (n') sont également très faibles. Ces résultats sont cohérents par rapport à ceux obtenus dans des études antérieures. M. Larocque (1997) montre aussi que les temps de régulation (estimation en jours de la longueur de la réponse impulsionnelle du système) sont très

longs (> 70 jours). Elle en conclut que cette grande valeur traduit une grande inertie de l'aquifère avec des réserves très importantes.

Cette grande inertie confirme bien l'existence d'un vaste aquifère situé dans un système très poreux, donc très capacitif. C'est un indice hydrogéologique fondamental qui abonde dans le sens d'une fantômisiation de la série jurassique. Ainsi, à côté des drains profonds à circulation rapide formés par la vidange des altérites (relation pertes-résurgences), on suppose qu'une majeure partie de l'eau d'infiltration diffuse transite lentement par des pseudo-endokarsts (pseudo-drains) toujours occupés par de la roche poreuse.

1.2.4. Comparaison avec d'autres systèmes karstiques

Deux coefficients, i (forme de la décrue) et k (coefficient de régulation), favorisent la classification et la comparaison des systèmes karstiques (Mangin, 1975). Les calculs des coefficients de régulation et des coefficients mesurent l'importance du karst noyé permettent de retomber sur des valeurs équivalentes à celles calculées par D. Rouiller (1987).

Systèmes karstiques	α	k	i	V (10^6 m ³)	Superficie du bassin en km ²	Débit moyen annuel en m ³ /s
Baget (Pyrénées Orientales)	0.002 à 0.009	0.25	0.30	0.9 à 3.6	13.2	0.5
Fontestorbes (Pyrénées Orientales)	0.003 à 0.004	0.35	0.25	20 à 26	85	2.3
Fontaine de Vaucluse (Vaucluse)	0.005 à 0.009	0.20	0.80	80 à 100	1500	21
Fontaine l'Evêque (Var)	0.002	0.38	0.95	70	?	5.5
Source du Lez (Hérault)	0.1 à 0.03	0.20	0.65	6 à 15	400	2.2
Source de la Touvre (Charente)	0,0002 à 0,001	2.50	0.95	500 à 1800	550	13

Tableau 5 - Tableau comparatif (d'après Marjolet et Salado, 1978) qui montre que les volumes dynamiques des sources de la Touvre sont considérables comparés aux autres systèmes karstiques français.

Le tableau comparatif 5 permet de mettre en valeur le caractère très original des sources de la Touvre. Le coefficient de régulation (k), 6 à 12 fois supérieurs à celui des résurgences françaises les plus importantes, traduit une réserve noyée exceptionnelle car le volume dynamique est supérieur au volume annuel écoulé. En d'autres termes, le réservoir poreux peut restituer un volume écoulable à la source 2 à 3 fois supérieur au débit annuel. En outre, le fort coefficient de décrue (i) traduit la grande inertie de l'aquifère et l'infiltration très lente des pluies efficaces. En résumé, le coefficient de tarissement très bas (α), le fort taux de régulation (k) et le coefficient de décrue (i) prouvent la mauvaise karstification du système et par conséquent le retard du processus d'organisation du karst profond.

2. L'ORGANISATION ET LA MORPHOLOGIE DE L'EXOKARST

Le karst charentais présente toutes les caractéristiques des karsts sous couverture discontinue (Nicod, 1994). Il existe des points communs avec le karst du Barrois (Jaillet, 2005) et du Nivernais (Couturaud et Orange, 1989) en France en ce qui concerne la couverture plus ou moins perméables, ou encore avec les karsts du Tournai et de Soignies en Belgique pour la fantômisiation des calcaires (Vergari et Quinif, 1997 ; Vergari, 1998 ; Quinif, 1999). Nous reviendrons plus loin sur ces comparaisons géographiques.

Ténus et modestes, les phénomènes karstiques est-charentais se développent sous une couverture discontinue d'altérites, communément associés au « sidérolithique », en provenance des décapages sur le socle du Massif central et des restes de la décalcification *in situ* du substrat calcaire (Bourgueil *et al.*, 1970 ; Bambier *et al.*, 1983 ; Hantzpergue *et al.*, 1984 ; Le Pochat *et al.*, 1986). Pourtant quelques formes de surface notables indiquent localement un karst actif. Elles sont situées notamment le long de la vallée du Bandiat en aval de Chazelles et de Bunzac ou encore dans les forêts de la Braconne et de Bois Blanc, qui sont réputées pour leurs fosses et leurs gouffres qui ont longtemps alimenté les légendes locales (Rainaud, 2009).

2.1. Inventaire, typologie et signification des dolines

L'expression morphologique de l'exokarst charentais est peu visible dans le paysage (figure 32). Les formes les plus communément reconnues sont les grandes dépressions, appelées « fosses » dans la région. Les dolines de dissolution, de suffosion, de soutirage ou d'effondrement se développent dans trois secteurs en particulier : (i) le secteur de la Braconne et de Bois Blanc ; (ii) l'interfluve Bandiat / Tardoire ; (iii) au Nord, vers Saint-Mary - Bois de Bel-Air. L'inventaire des dolines (75 inventoriées) décrit ci-dessous est largement inspiré des travaux de R.-E. Quélenec *et al.* (1971), complétés par des observations de terrain. Un rapide calcul de densité permet de rendre compte de la rareté des phénomènes karstiques de surface (0,2 dépressions/km²). Les dépressions sont donc rares mais significatives car elles sont en relation avec le développement de la karstification souterraine dans un contexte globalement peu karstifié. Il est donc nécessaire de les inventorier et de les cartographier. Les coordonnées Lambert II - étendu (<http://www.geoportail.fr>) ainsi qu'un code de référence ont été ajoutés afin de faciliter leur localisation.

2.1.1. Les fosses du secteur de la Braconne et de Bois Blanc

Les dolines de ce secteur correspondent à des méga-dolines d'effondrement pouvant atteindre 120 m de diamètre (tableau 6). En entonnoir ou en baquet, elles se développent sur la surface sub-structurale oxfordienne (calcaires récifaux et durs) exhumée. Camouflées par un couvert forestier assez dense (fougères, chênes pédonculés, noisetiers, châtaigniers), elles donnent parfois accès à un réseau souterrain. Elles témoignent de réseaux endokarstiques anciens avec de grandes salles décapitées par l'érosion. Cet héritage suppose la disparition d'une tranche calcaire de plusieurs dizaines de mètres, ce qui fait remonter ces cavités au Néogène.

Code de référence	Appellation	Coordonnées Lambert II - étendu	Altitude (m)	Profondeur (m)	Morphologie	Caractéristiques (Dmt = diamètre)
1	Fosse de la Truie	X : 490982 Y : 2088422	100	10	Doline d'effondrement	Bord d'un vallon sec Dmt = 30 m
2	Fosse Limousine	X : 442666 Y : 2087088	110	15	Doline d'effondrement	Dvl = 60 m Dmt = 50 m
3	Fosse Rode	X : 442893 Y : 2086283	111	?	Doline d'effondrement	?
4	Trou des Lignons	X : 442572 Y : 2082032	115	Obstrué	Doline d'effondrement	-
5	Fosse des Granges (Petitie)	X : 445451 Y : 2071423	115	15	Doline de soutirage	Bord d'un vallon sec Dmt = 40 m
6	Fosse de la femme morte	X : 443450 Y : 2079293	100	12	Doline d'effondrement	Bord d'un vallon sec Dmt = 80 m
7	Fosse de l'Ermitage	X : 442053 Y : 2077031	110	40	Doline d'effondrement	Long = 550 m, Lrg = 125 m
8	Les Trois Fosses	X : 442103 Y : 2078021	110	Obstruées	Doline d'effondrement	-
9	Fosse Marty	?	115	12	Doline d'effondrement	Dmt = 40 m
10	La Grande fosse	X : 439973 Y : 2086798	110	50	Doline d'effondrement	Amont d'un vallon Dmt = 120 m, parois verticales
11	La Fosse Ronde ou Redon	X : 441956 Y : 2077677	96	40	Doline d'effondrement	Dmt = 120 m
12	Fosse du Lac Coquet	X : 440020 Y : 2076301	115	8	Doline de dissolution	Long = 100 m Larg = 60 m
13	Trou des Taillis	X : 441326 Y : 2073469	127	15	Doline de dissolution	Long = 8 m Larg = 1,2 m Colmatage argileux
14	Fosse de Treille	X : 444309 Y : 2074053	100	9	Doline de dissolution	Affaissement de dmt = 50 m
15	Fosse Chenillade	X : 439440 Y : 2093105	70	20	Doline de dissolution	Dmt = 40 m

Tableau 6 - Inventaire des grandes dépressions de la Braconne.



Photo 2 - La Grande Fosse sur le plateau de la Braconne (à proximité de la Fosse Mobile et de la Fosse Limousine). Une des manifestations les plus spectaculaires de la bordure occidentale du karst de La Rochefoucauld. Au centre de la photo, sur la paroi verticale de la doline d'effondrement, on reconnaît des « *slumps* » traduisant des glissements gravitaires survenus au niveau externe de la plate-forme carbonatée (calcaires grenues à oolithiques périrécifaux) de l'Oxfordien supérieur. (Cliché R. Maire, 1^{er} février 2006).

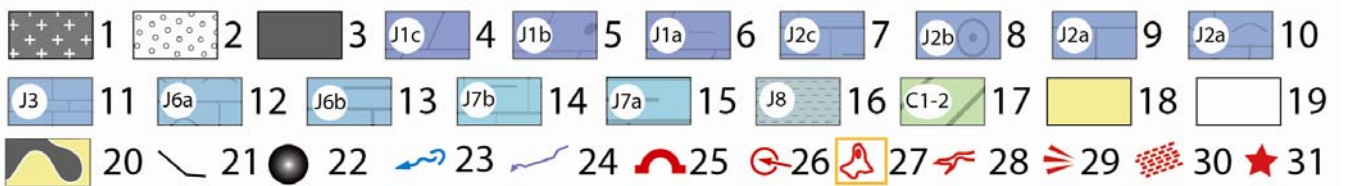
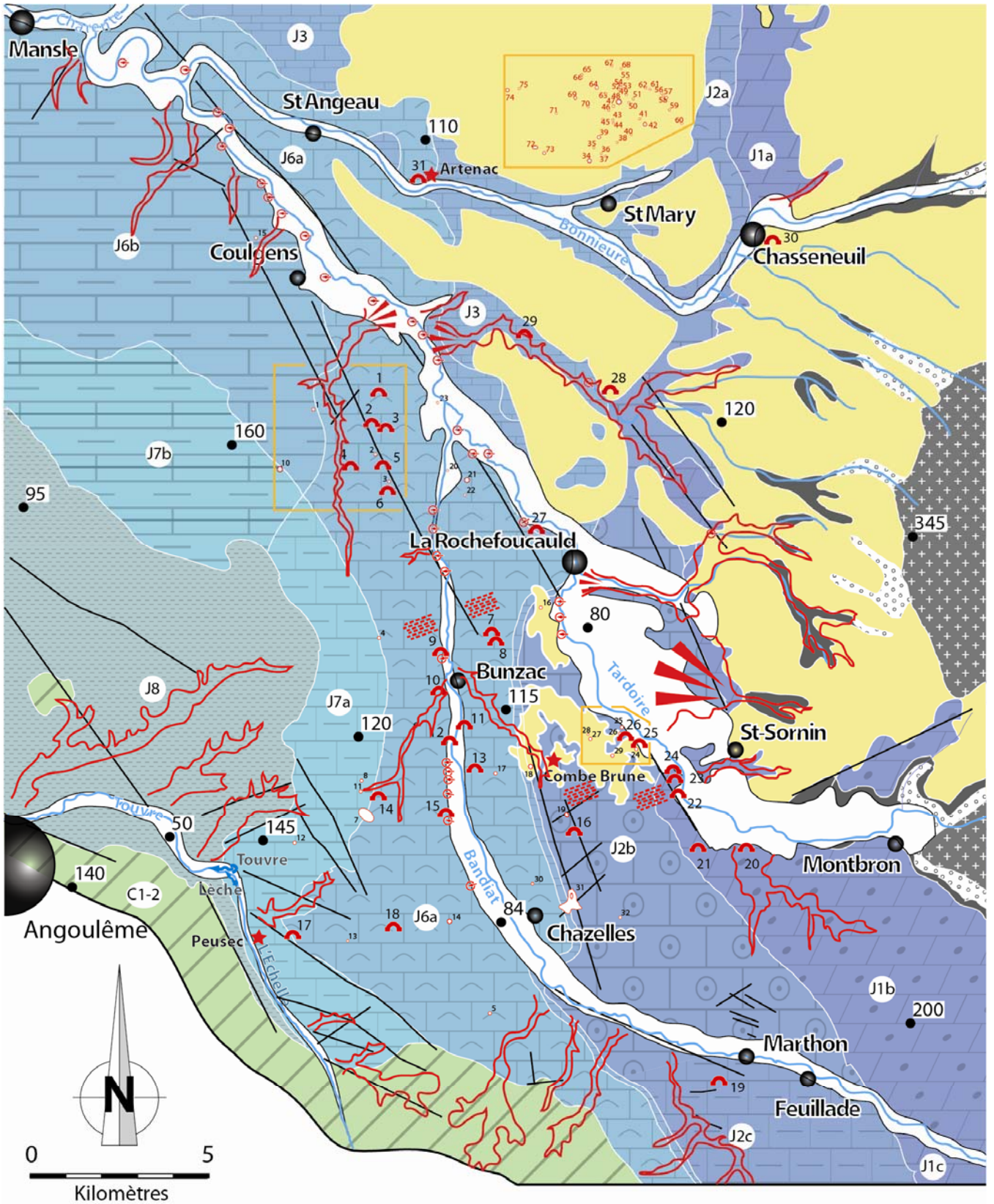


Figure 32 - Carte lithostratigraphique de l'Angoumois oriental et localisation des phénomènes karstiques (pertes, grottes, dépressions, vallées sèches) (d'après Rouiller, 1987, redessiné). Les variations de faciès des sédiments carbonatés sont liées à la mise en place d'un haut-fond dès le Jurassique. 1. Socle cristallin. 2. Lias. 3. Toarcien - Aalénien. 4. Calcaires bajociens fins peu dolomités (J1c). 5. Calcaires bajociens dolomitiques (J1b). 6. Calcaires bajociens fins dolomitiques renfermant de nombreux bancs de silex. 7. Calcaires bathoniens fins à petites oolithes et oncolithes liés par un ciment sparitique (J2c). 8. Calcaires bathoniens oolithiques et bioclastiques grossiers (J2b). 9. Calcaires bathoniens plus fins devenant plus argileux au nord de la Bonnieure (J2a). 10. Calcaires fins bathoniens devenant argileux au nord de la Bonnieure. 11. Callovien : calcaires micritiques fins. 12 et 13. Oxfordien moyen et supérieur : les calcaires oolithiques, bioclastiques et graveleux (J6a) passent au nord-ouest à des calcaires à faciès marneux. 14 et 15. Kimméridgien inférieur : calcaires grossiers, graveleux et oolithiques qui passent à des faciès marneux au nord-ouest. 16. Kimméridgien supérieur : calcaires noduleux et marnes. 17. Cénomaniens : sables et argiles noires. 18. Tertiaire : ensemble détritique complexe composé de graviers calcaires, de blocs roulés quartzeux et gneissiques pris dans une matrice argileuse ocre rouge. 19. Quaternaire : alluvions récentes. 20. Limite d'affleurement. 21. Faille. 22. Centre urbain. 23. Sources. 24. Cours d'eau. 25. Grottes et avens (n° de cavités référencées dans le tableau X). 26. Pertes (n° référencées dans le tabl X). 27. Dolines, ouvalas et zones à dépressions (cf. tabl. X). 28. Vallon sec. 29. Cône de déjection fluvio-karstique. 30. Crypto-lapiés. 31. Carrière étudiée.

2.1.2. Les dépressions de l'interfluve Bandiat / Tardoire

En forme d'entonnoir ou en baquet, peu profondes (~ 10 m), d'un diamètre inférieur à 30 m, les 18 dépressions de ce secteur (tableau 7) se développent dans les calcaires dolomitiques du Bathonien (J2b). Tapissées d'un épais manteau argilo-sableux, elles correspondent à des dolines de dissolution et de soutirage.

Code de référence	Appellation	Coordonnées Lambert II - étendu	Altitude (m)	Profondeur (m)	Morphologie	Caractéristiques
16	Les Faures	X : 447172 Y : 2082735	105	< 5	Doline de soutirage	Dmt = 60 m
17	Chez Bourny	X : 445792 Y : 2078151	95	12	Doline de dissolution	Dmt = 50 m
18	Les Monts Joyes	X : 446842 Y : 2078324	100	< 5	Doline de dissolution	Cuvette Dmt = 150 m
19	Chez Luget	X : 447771 Y : 2076911	108	5	Doline de dissolution	Lg = 150 m Lrg = 5 m
20	Fosse Léger	X : 444676 Y : 2086589	74	< 5	Doline de dissolution	Dmt = 40 m
21	Fosse de Ribérolles	X : 445218 Y : 2086328	70	15	Doline de soutirage	Ouvala inondé en hiver Dmt = 180 m
22	Fosse de l'Ageasse	X : 445130 Y : 2085906	90	> 5	Doline de soutirage	Dmt = 55 m
23	Chez Poirier	X : 448732 Y : 2074330	120	> 10	Doline de soutirage	Dmt = 85 m
24	La Boissière	X : 449865 Y : 2078852	100	10	Doline de dissolution	Dmt = 40 m
25	Fosses de Rancogne	X : 449357 Y : 2079380	90	15	Dolines de dissolution	Dmt = 80 m
26		X : 449348 Y : 2079153	90	< 10	Dolines de dissolution	Dmt = 70 m
27	Fosses des Pascauds	X : 448483 Y : 2079157	111	30	Doline de dissolution	Baquet Dmt = 30 m
28		X : 448384 Y : 2079157	111	10	Doline de dissolution	Entonnoir Dmt = 20 m
29	Fosse de la Patesse	X : 449105 Y : 2078552	130	> 10	Doline de dissolution	Entonnoir Dmt = 20 m
30	Fosse Vertu	X : 446796 Y : 2075037	120	15	Doline de dissolution	Dmt = 70 m
31	Le Clos de Vaillères	X : 447920 Y : 2074562	122	5	Doline de dissolution	Ouvala Dmt = 350 m
32	Bois de Chaillats	X : 449214 Y : 2074062	121	> 5	Doline de dissolution	Dmt = 90 m
33	Fosse de la Chabanne	?	100	20	Doline de dissolution	Dmt = 20 m

Tableau 7 - Inventaire des dépressions situées sur l'interfluve Bandiat - Tardoire.

2.1.3. Secteur de Saint-Mary - Bois de Bel-Air

Situé au nord du bassin de la Touvre, le champ de dolines (42 répertoriées) peu profondes, en forme de cuvette ou d'entonnoir, se développe dans les argiles sableuses de la couverture cénozoïque sous un couvert forestier dense (chênaie, pinède) (tableau 8). Les dépressions correspondent à des dolines de dissolution et/ou de soutirage indifférenciée dans le tableau. La forte densité (3,5 dolines/km²) dans ce secteur est révélatrice des conditions locales de la karstification. La couverture tertiaire, peu consolidée, recouvre sur une vaste superficie les plateaux qui encadrent la vallée de la Bonnière. Le karst est donc scellé par cette couverture détritique plus ou moins épaisse. Mais à mesure que le bassin versant est érodé, cette couverture détritique recule, s'amincit et finit par disparaître. Ce mouvement permet le dégagement de nouvelles zones d'infiltration. L'infiltration des eaux dans le karst profond devient possible et s'accroît à mesure que l'épaisseur de la couverture diminue, favorisant dans le même temps des phénomènes de soutirage. Dans le Barrois, S. Jaillet (2005, p. 296-297) a établi un lien entre l'ouverture d'un front de karstification (p. 296-297, 2005) et une épaisseur seuil (couverture sableuse), comprise entre 1 à 2 m et 20 à 30 m, à partir de laquelle le développement de morphologies karstiques types dolines, anneaux et vallons karstiques, devient possible.

Code de référence	Appellation	Coordonnées Lambert II - étendu	Altitude (m)	Profondeur (m)	Morphologie	Caractéristiques
34	Fosses des Brandes	X : 448749 Y : 2095134	130	10		Dmt = 100 m
35		X : 448937 Y : 2095513	147	10		Dmt = 50 m
36	Les Forges	X : 449053 Y : 2095347	144	10		Amont d'un petit vallon Dmt = 50 m
37		X : 449171 Y : 2095282	139	15		Dmt = 50 m
38	Fosse Saint-Jean	X : 449521 Y : 2095605	140	5		Tête d'un vallon avec résurgence temporaire Dmt = 5 m
39	Fosse de l'Éronce	X : 448983 Y : 2095786	155	20		Dmt = 100 m
40	Fosses des Pradeaux	X : 449724 Y : 2096155	165	10		Dmt = 50 m
41		X : 450130 Y : 2096353	165	15		Dmt = 80 m
42		X : 450260 Y : 2096184	157	15		Lg = 120 m, Lrg = 60 m
43	Fosses des Bâtards	X : 449407 Y : 2096285	167	5	Perte à l'amont d'un vallon	Dmt = 40 m Versant dissymétrique + déchets
44		X : 449414 Y : 2096169	162	5	Entonnoir	Dmt = 43 m
45		X : 449104 Y : 2096288	170	20	Entonnoir	Dmt = 50 m
46	Fosses de Gâte-Bourse	X : 449273 Y : 2096544	182	5		Dmt = 40 m
47		X : 449417 Y : 2096626	182	5		Dmt = 90 m
48		X : 449574 Y : 2096754	182	5		Dmt = 180 m
49		X : 449780 Y : 2096949	182	5		Dmt = 90 m
50		X : 449897 Y : 2096680	177	5		Dmt = 25 m
51		X : 449995 Y : 2096808	177	5		Dmt = 25 m
52		Fosses du Bois des Cosses	X : 449575 Y : 2097100	167	< 5	
53	<i>Quatre dolines alignées dans un vallon SO-NE</i>	X : 449652 Y : 2097174	177	< 5		Dmt = 20 m
54		X : 449653 Y : 2097221	178	< 5		Dmt = 20 m

55		X : 449813 Y : 2097389	167	< 5		Dmt = 45 m
56	Fosses Longues <i>Quatre fosses alignées NO-SE dans un vallon</i>	X : 450740 Y : 2096989	174	< 5		Dmt = 60 m
57		X : 450783 Y : 2096930	173	< 5		Dmt = 15 m
58		X : 450875 Y : 2096856	172	< 5		Dmt = 100 m
59		X : 450972 Y : 2096528	163	< 5		Dmt = 60 m
60	Chez Burgaud	X : 451285 Y : 2096153	152	5		Amont d'un petit vallon Dmt = 50 m
61	Fosses de la Terrière	X : 450450 Y : 2097090	177	< 5		Dmt = 20 m
62		X : 450328 Y : 2097129	182	< 5		Dmt = 25 m
63	Fosses des Cinq Routes	X : 449214 Y : 2097025	182	< 5	Cuvette à fond large (prélèvement à la tarière le 09/03/2011)	Amont d'un vallon recoupé par la route Dmt = 70 m Pente 10°
64		X : 448954 Y : 2097179	170	20		Fond d'un vallon Dmt = 40 m
65	Fosses des Grandes Jettes	X : 448539 Y : 2097449	164	< 5		Amont d'un vallon Dmt = 10 m
66		X : 448529 Y : 2097381	167	< 5		Dmt = 10 m
67 68	Fosses du Bois des Hommes	X : 449360 Y : 2097764 X : 449676 Y : 2097660	167 167	< 5 < 5		Dmt = 80 m Dmt = 60 m
69	Fosses des Logis de Bel- Air	X : 448366 Y : 2096912	180	< 5		Dmt = 90 m
70		X : 448730 Y : 2096651	170	< 10		Dmt = 50 m
71	Les Renardières	X : 447848 Y : 2096483	152	> 5		Tête de vallon Dmt = 100 m
72	La Truffière	X : 447232 Y : 2095546	145	< 5		Dmt = 150 m
73		X : 447506 Y : 2095365	130	< 5		Dmt = 90 m
74	La Grande Châtaignière	X : 446498 Y : 2097136	163	< 5		Dmt = 110 m
75		X : 446846 Y : 2097132	159	< 5		Tête de vallon Lg = 130 m Lrg = 60 m

Tableau 8 - Inventaire des dolines de dissolution concentrées au nord de Saint-Mary.

2.2. Les pertes de rivière

Les deux principaux cours d'eau qui coulent sur le karst de La Rochefoucauld, le Bandiat et la Tardoire, prennent leur source sur le Massif Central. Pérennes à l'amont, les rivières deviennent temporaires dès qu'elles atteignent les terrains calcaires jurassiques.

Les pertes principales débutent sur le Bandiat dès Feuillade et sur la Tardoire dès Montbron. La diminution forte et rapide des débits est une conséquence des nombreuses pertes qui taraudent le fond des lits du Bandiat et de la Tardoire, principalement en rive gauche. Le Bandiat (débit moyen 3,95 m³/s, moins de 1 m³/s à l'aval) et la Tardoire (débit moyen amont 6,17 m³/s, débit moyen aval 3,58 m³/s) représentent ensemble un peu plus de 50 % des débits aux résurgences de la Touvre (13 m³/s). La Bonnieure, qui coule au nord du karst, est pérenne. La station de Saint-Ciers, en aval, indique un débit moyen annuel de 1,5 m³/s pour la période 1968-2010. Mais l'absence de station en amont de la rivière ne permet pas de calculer la part des pertes.

L'inventaire exhaustif des pertes actives et fossiles des vallées de la Tardoire et du Bandiat est impossible. On en dénombre actuellement une centaine. Toutes situées en rive gauche des deux vallées, elles donnent parfois accès à un réseau pénétrable (Les Moradies, Rancogne, Chez Roby...). Mais la plupart des gouffres-pertes sont obstrués par des débris végétaux et organiques. Certaines pertes anciennes des paléo-cours d'eau ont été par la suite des sites d'installation humaine. Les

grottes de Montgaudier, de la Chaise-de-Vouthon, de Vilhonneur sont des sites archéologiques remarquables.

Les pertes les plus actives se situent aujourd'hui en aval des cours du Bandiat (Chez Roby, la Bécasse et Gros Roc) et de la Tardoire (Pelle-Buze, Lascoux, Chatelard). Certaines présentent des signes de pollution (Les Pinonnes, Gros Terme).



Figure 33 - Exemples de pertes dans la vallée du Bandiat.

2.2.1. Les pertes de la vallée du Bandiat

De Nontron à Chazelles on ne compte aucune perte active le long des berges du Bandiat ; à partir de Chazelles on compte une vingtaine de gouffres-pertes actifs et hérités (Quélenec *et al.*, 1971 ; Association de Recherches Spéléologiques de La Rochefoucauld, 1990) (tableau 9). Les eaux du Bandiat ne dépassent que très rarement la perte du Gros Roc. Seules les pertes les plus représentatives sont indiquées dans le tableau ci-dessous.

Appellation	Altitude (m)	Coordonnées	Morphologie	Caractéristiques
Grottes des Moradies (Marthon)	115	X : 451642 Y : 2069860	Porche	Paléo-gouffres-pertes
Chez Roby	80	X : 444368 Y : 2080780	Gouffres	Perte active la plus importante du Bandiat - dvl. : 300 m ; prof. : 10 m - remplissage sableux et limoneux très massif.
	85	X : 444325 Y : 2080831		Paléo-perte
Gouffre de la Racine	79	X : 444328 Y : 2082257	Gouffre	Active en hautes eaux
Perte de la Bécasse	77	X : 444600 Y : 2083511	Gouffre	Active toute l'année
Gouffre de Gauffry	75	X : 444179 Y : 2084382	Gouffre	Active toute l'année
Gros Roc	74	X : 444042 Y : 2084987	Gouffres-pertes	Seconde perte la plus importante du Bandiat (ensemble de 3 pertes)
Gouffre de la Cuve	73	X : 444216 Y : 2085814	Gouffre	Active en hautes eaux
Les Pinnonnes	72	X : 444604 Y : 2087110	Perte	Perte polluée (déchets)
Chez Tarrois	83	X : 444300 Y : 2077370	Paléo-pertes	Actives en hautes eaux

Tableau 9 - Les gouffres-pertes de la vallée du Bandiat.

2.2.2. Pertes et gouffres de la vallée de la Tardoire

On compte entre Montbron et Rivières 13 gouffres-pertes et entre Rivières et la confluence avec la Bonnieure on en dénombre approximativement 70. Les plus importants et les plus emblématiques sont présentés dans le tableau ci-dessous.

Appellation	Altitude (m)	Coordonnées	Morphologie	Caractéristiques
Montgaudier	100	X : 454576 Y : 2075808	Porche	Fossile - site archéologique
La Chaise-de-Vouthon	105	X : 452708 Y : 2076242	Porche	Fossile - site archéologique
Grottes de Vilhonneur / Roc Plat	100	X : 450863 Y : 2077673	Petits porches étagés	Perte active - à la base du hum
Grottes des Garennes	105	X : 450563 Y : 2078032	Abris-sous-roche	Paléo-pertes
Grotte de Sainte-Catherine	100	X : 450690 Y : 2078321	Méga-porche	Grotte fossile et décapitée
Grotte de Rochebertier	100	X : 450739 Y : 2078400	Perte	-
Grottes de Rancogne	90	X : 449643 Y : 2079347	Porches étagés	Réseau étagé, dvl. 2 000 m - Paléo gouffres-pertes
Les Tuffas	87	X : 448961 Y : 2079818	Perte	Perte active
Gouffres de L'Age-Baston (La Rochefoucauld)	82	X : 447637 Y : 2082317	4 gouffres-pertes alignés	Actifs
	80	X : 447647 Y : 2082793		
	80	X : 447746 Y : 2083030		
	80	X : 447745 Y : 2083314		
Pelle-Buze	75	X : 447056 Y : 2085169	Gouffre-perte	Actif
Chez Lascoux	76	X : 446614 Y : 2085224	Gouffre-perte	Plus importante perte connue
Gouffre de la Berge	72	X : 444432 Y : 2088469	Doline de soutirage	Ancienne perte de la Tardoire Dmt = 15 m
Gouffre du Chatelard	63	X : 436010 Y : 2098114	Gouffre-perte	Tardoire-Bonnieure

Tableau 10 - Pertes actives et héritées de la vallée de la Tardoire.

2.3. Les vallons secs : trois morphotypes

Plusieurs vallons secs ont été reconnus dans le paysage karstique. Les plus remarquables se situent sur le plateau du massif de la Braconne, de direction générale S-N. La morphologie des vallons est variable. Les vallons secs en berceau raccordés aux vallées principales s'étendent sur plusieurs centaines de mètres, voire sur plusieurs kilomètres. Le vallon de la Grande Combe, situé au nord du massif de la Braconne s'étire sur plus de 6 km de long en direction du nord et rejoint la vallée de la Tardoire - après la confluence avec le Bandiat - au niveau de La Rochette. Dans la partie sud de la Braconne, la combe de Bois Long s'allonge sur 4 km de long en direction du nord et rejoint la vallée du Bandiat après Bunzac au niveau de la perte de Chez Roby. Symétriquement, sur l'interfluve Bandiat-Tardoire, la Combe Brune de direction sud-est - nord-ouest, faiblement encaissée, est connectée à la vallée du Bandiat au niveau des Fouilloux. Il s'agit donc de phénomènes karstiques de surface remarquables qui témoignent d'une part du paléo-réseau hydrologique quaternaire ou plio-quaternaire et, d'autre part, de l'intensité du soutirage endokarstique.

Les vallons secs en V à pente plus forte sont beaucoup plus courts. Sur la partie orientale du bassin, ces types de vallons sont orientés sud-est - nord-ouest. Ils constituent la partie aval de petites vallées humides dont les cours d'eau finissent par disparaître au niveau de points d'absorption alignés selon un axe Chasseneuil - Taponnat-Fleurignac - Beaumont - Marillac-le-Franc - St-Sornin. Ces vallons secs (la Bellonne, la Ligonne) ne sont pas connectés directement aux vallées principales. Ils se terminent par un élargissement de leur talweg, formant de larges cônes de déjection inactifs, dont les traits morphologiques sont hérités des processus fluvio-karstiques plio-quaternaires. Un magnifique exemple nous est donné à voir entre St-Sornin et Limarceau. Les courbes hypsométriques convexes en arc de cercle après Miaulant indiquent clairement un ancien cône de déjection alimenté par des cours d'eau en provenance du Massif Central. Un second, plus modeste, vers Agris, à Fougères est recoupé par la vallée de la Tardoire.

Enfin, un dernier type de vallon karstique a été observé dans la partie occidentale du karst de La Rochefoucauld. Il s'agit de petits vallons secs très encaissés mais directement raccordés à la vallée principale de la Touvre. La combe à Mole vers les Gauchons, La Combe Mornac de direction nord-est - sud-ouest s'encaissent de 40 m avant de rejoindre les vallées de l'Echelle et de la Touvre au niveau des émergences.

3. REPARTITION ET TYPES DE CAVITES

L'inventaire détaillé des cavités naturelles en Charente (Savin et Savin, 1986 ; Association de Recherche Spéléologique et Comité Départemental de Spéléologie, 1998 ; Association Spéléologique Charentaise, 2001, 2002) met en évidence l'importance relative du karst souterrain connu. En 2001, l'Association Spéléologique Charentaise dénombrait 573 cavités, soit 41 763 m de conduits hypogés cumulés sur 37 communes dont l'essentiel se développe dans le bassin de la Touvre. Avec les nouvelles explorations, le total exploré dépasse 43,5 km en 2011. Pourtant, la densité de conduits karstiques connus est faible, soit 0,08 km/km²

La majeure partie du système labyrinthique souterrain du karst de La Rochefoucauld se développe sur plusieurs dizaines de kilomètres de galeries sous le massif forestier de la Braconne et du Bois Blanc (grottes des Duffaits - Trou qui Fume, la Fosse Mobile, le Bois du Clos, les grottes du Quéroy...). L'exploration de quelques cavités a permis de reconnaître une grande variété de morphologies (Dandurand, 2008, 2010). L'endokarst se développe sub-horizontalement à proximité de la surface (14,5 m en moyenne, entre 10 et 55 m de profondeur). Fréquemment comblés par des remplissages argilo-limoneux massifs (Vauvillier in Chabert, 1981 ; Dandurand *et al.*, 2009), les réseaux labyrinthiques de galeries étroites sont typiques de la région (Bigot, 2009). Ils peuvent atteindre plusieurs kilomètres de développement. Seules trois cavités pénétrables, la Fosse Mobile, la grotte du Bois du Clos et la grotte de La Fuie, donnent accès à la zone noyée. Le karst profond reste en grande partie inaccessible aux spéléologues.

N° de cavité	Nom de la cavité	X	Y	Z	Développement (en m)	Dénivellation (en m)	Densité des conduits (km/km ²)
1	Trou Qui Fume Les Duffaits	442,62	2089,01	105	15 000	40	66,1
2	Fosse mobile	442,47	2088,31	105	7 000	59*	95,8
3	Gratte-Chèvre	442,93	2088,01	95	723	12	-
4	Moussidours	441,86	2087,09	107	55	27	-
5	Fosse Limousine	442,68	2087,13	113	359	45	-
6	Fosse Rode	442,89	2086,38	112	78	20	-
7	Chez Porchier	445,70	2082,40	109	127	38	-
8	Saulnières	445,80	2082,21	110	1 970	52	102,2
9	Maison Blanche	444,27	2081,79	85	220	10	-
10	Barrault	444,24	2080,86	90	120	24	-
11	Murin	444,81	79,88	95	397	13	-
12	Carloman	444,45	2079,50	100	76	13	-
13	Défens	445,14	78,73	100	-	-	-
14	Bois du Clos	442,28	2077,74	110	1 236	55*	22,5
15	Chez Tarrois	444,30	2077,37	96	220	15	-
16	Luget	447,84	2076,90	105	100	27	-
17	Trotte-Renard	439,92	2074,32	92	104	37	-
18	Quéroy	442,72	2074,45	136	1 400	35	20,2
19	Moradies	451,70	2069,84	115	775	17	-
20	La Chaise	452,61	2076,31	110	138	11	-
21	Sabbat	451,27	2076,38	115	430	15	-
22	Rameaux	450,75	2077,89	105	480	10	-
23	Sainte-Catherine	450,67	2078,28	105	97	10	-
24	Le Placard	450,65	2078,52	100	65	10	-
25	Rancogne	449,67	2079,29	100	2 780	25	62,8
26	Fées	449,34	2079,47	100	330	13	-
27	Ramisse	447,30	2085,05	20	386	15	-
28	Taponnat	449,07	2088,97	102	185	9,5	-
29	Perrats	446,82	2090,54	83	250	3	-
30	La Fuie-Chasseneuil	453,99	2093,14	122	1 100	09*	25,7
31	Artenac	444,02	2094,95	72	98	3	-

* Hors réseau noyé

Tableau 11 - Spéléométrie des principaux réseaux du karst de La Rochefoucauld. Les cavités sont peu profondes. Seules les grottes de la Fosse Mobile, de Saulnières et du Bois du Clos dépassent les 50 m de profondeur. Notons d'ailleurs, que la Fosse Mobile, La Fuie et le Bois du Clos sont les trois seules cavités donnant accès à l'aquifère. Les cavités référencées apparaissent sur la carte de synthèse (figure 32).

3.1. Physionomie générale des réseaux souterrains

La typologie des grottes du karst de La Rochefoucauld proposée a pour but d'expliquer l'organisation spatiale des phénomènes endokarstiques et leur genèse. Mais établir une typologie des cavités est-charentaises est plus complexe qu'il n'y paraît car la diversité des réseaux, des morphologies et des fonctionnements hydrodynamiques ne permet pas d'avoir d'emblée une vision synthétique. Pour pallier cette contrainte, le classement repose sur des critères morphologiques et physionomiques croisés avec des critères génétiques et chronologiques.

Rappelons que le bassin de la Touvre représente un karst très original à plus d'un titre : par son étendue d'abord (550 km²) associée à un exutoire unique (les sources de la Touvre à l'Est d'Angoulême) qui constitue la deuxième résurgence de France (débit moyen 13 m³/s) après la Fontaine de Vaucluse, ensuite par ses cavités labyrinthiques déroutantes sans rivière souterraine, mais dont le fonctionnement hydrodynamique est marqué par le battement plurimétrique d'une nappe karstique, enfin par des morphologies remarquables qui sont les indices d'une spéléogenèse très particulière, de type « fantômisation » (altération biochimique), dont de multiples exemples sont encore à découvrir en France. Toutes ces caractéristiques propres au karst charentais de La Rochefoucauld dépendent des paramètres régionaux et locaux (effet de site) qui ont présidé à la distribution spatiale des phénomènes endokarstiques à partir d'une longue phase incipiente d'altération.

L'Est-charentais marque précisément le contact entre la retombée occidentale du Massif Central et les premiers plateaux carbonatés de la plate-forme nord-aquitaine. Les rivières, le Bandiat, la Tardoire et la Bonnieure, qui coulent sur le massif cristallin en direction de l'ouest, disparaissent en partie dans les calcaires récifaux jurassiques qui affleurent entre Angoulême et Montbron. Ils réapparaissent par la puissante émergence vauclusienne de la Touvre, la seule connue du bassin-versant. Mais le fonctionnement ne peut être assimilé à un simple système pertes-résurgence. Les fluctuations plurimétriques de la surface piézométrique (zone épiphréatique), très proche de la surface, jouent un rôle considérable dans l'organisation et la structuration des réseaux souterrains explorés.

L'étude comparée des morphologies endokarstiques et de la physionomie des réseaux souterrains a permis de mettre en évidence cinq types principaux de grottes en relation avec des spéléogenèses différenciées. Apparaissent chronologiquement : (i) des cavités dont l'origine ancienne par fantômisation (pré-karstification au Crétacé inférieur) a pu être prouvée ; (ii) des paléokarsts découverts à proximité des sources de la Touvre ; (iii) des salles décapitées à l'origine des grandes fosses d'effondrement (Braconne) ; (iv) des grottes labyrinthiques présentant généralement un regard sur la nappe ; (v) des grottes-pertes actives (Tardoire, Bandiat) surmontés parfois par des paléopertes étagées.



Figure 34 - Entrée colmatée de la grotte de la Découverte. Les gros blocs altérés roulés dans une matrice argileuse marron montrent que le pseudo-endokarst a été traversé par des coulées de boue de type torrentielle qui ont pu remobiliser des blocs fantômes détachés de la voûte ou des parois. On peut aussi imaginer que le « *mud flow* » est à l'origine du débouffrage de la cavité. On reconnaît sur la photo les surfaces lisses des parois et leur aspect méandrique. Au-dessus de la cavité, on voit la roche fantôme affaissée prête à former un collapse remontant (Cliché R. Maire, 05 janvier 2011 et le 24 mai 2011).

3.2. Les types de cavités

3.2.1. Les zones altérées plus ou moins vidangées (figure 34)

On observe une vidange partielle du fantôme de roche préfigurant le conduit (pseudo-endokarst) avec effondrements (collapse) et argiles marron (grotte de la Découverte, figure 34). Les collapses remontants résultent du tassement du fantôme de roche ou de son évacuation (Quinif, 2010). Ils se caractérisent par un faciès bréchiq, montrant parfois une concavité liée à l'affaissement. Les altérites *in situ* ont été vidangées et on reconnaît à la place des dépôts hétérométriques sans stratification ni granoclassement constitués de blocs de calcaire fantômisé roulés dans une matrice argileuse marron de type « *mud flow* », datés du Crétacé (Rouiller, 1987). Les surfaces polies et émoussées, les formes concaves et les parois méandriiformes liées au front de fantômisatation miment parfaitement les morphologies pariétales résultant d'une dissolution en régime noyé.

3.2.2. Les cavités fossilisées (paléokarsts)

Des cavités paléokarstiques ont été fossilisées par des sédiments marins ou terrigènes depuis le Crétacé inférieur jusqu'au Quaternaire. On les observe de préférence dans les carrières.

A. Les paléokarsts crétacés (figure 35)

Il s'agit de cavités liées à une vidange totale du fantôme de roche puis comblées par des remplissages de sables marins et d'argiles noirs du Cénomani (carrière de Peu Sec). La vidange totale des altérites *in situ* est la preuve d'un abaissement du niveau de base avec évacuation des altérites. La fossilisation de ces cavités par des sédiments est la preuve d'une circulation souterraine engendrée soit par des pertes concentrées (sables fluviatiles), soit par des battements de la nappe (argiles et limons lités) au cours du Crétacé inférieur. L'exondation des terrains calcaires à cette époque aurait permis ce type de karstification. Néanmoins, la proximité du niveau de base, le relief très atténué et l'apport de matériaux détritiques en provenance du Massif central ont également favorisé le colmatage des cavités. Par ailleurs, la transgression cénomanienne a prolongé le colmatage de ces cavités par des apports de sables glauconieux (figure 34-35).



Figure 35 - Exemples de cavités d'un paléokarst crétacé (carrière de Peusec) résultant de la vidange du fantôme de roche et de son remplacement par des sables marins ou alluviaux. Alignement de cavités perchées sur le front de taille qui témoignent d'un paléokarst crétacé en partie colmatée par des sables et des argiles du Cénomaniens (A) (Cliché B. Losson, 16 septembre 2011). Colmatage par des sables lités fluviaux. Les sables attestent une phase fluviale soit qui a rempli le pseudo-endokarst préalablement évacué, soit qui est à l'origine de l'évacuation des altérites *in situ* (B) (Cliché G. Dandurand, 14 janvier 2007). Sables fluviaux grossiers qui colmate une petite cavité préalablement évacuée partiellement de ses fantômes de roche (C) (Cliché R. Maire, 24 mai 2011).

B. Les paléokarsts tertiaires et quaternaires (figure 36)

Les dépôts détritiques tertiaires sont formés par des formations argilo-sableuses contenant des galets de quartz et de gneiss roulés ; nous n'en avons pas reconnus avec certitude dans les cavités karstiques. Dans la grotte du Bois du Clos, des remplissages anciens piégés dans des micro-poches de paroi ont été découverts. Ils pourraient correspondre à des formations tertiaires remaniées puis piégées dans l'endokarst lors des périodes favorables à l'infiltration au Quaternaire. Les paléokarsts quaternaires sont visibles dans les fronts de taille des carrières (Peusec, figure 36 ; Artenac). Il s'agit de fissures colmatées par des remplissages détritiques non rythmés.



Figure 36 - Exemple de paléokarst quaternaire (carrière de Peusec). Ancien couloir de fantômisation colmaté par des dépôts quaternaires (A). La coupe nette permet de reconnaître un dépôt lité limono-argileux contenant des cailloutis et quelques galets émoussés (Cliché R. Maire, 25 mai 2011). Remplissages soutirés qui permettent l'exhumation de la paroi brunâtre de la cavité (B). Fossiles (éponges ?) en relief sur la paroi. Eléments insolubles laissés en place après le décolmatage du fantôme de roche (C).

3.2.3. Les dolines d'effondrement (fosses) cf.2.1.1

3.2.4. Les cavités labyrinthiques quaternaires (figures 37-38)

Ces cavités typiques attribués au Quaternaire ou au Plio-Quaternaire se caractérisent par une structure labyrinthique en 3D (figures 37-38), des coupoles, des chenaux et des pendants de voûtes, des trémies, des galeries en cul-de-sac et des remplissages détritiques massifs qui témoignent d'un ennoisement partiel des conduits et de l'évacuation des produits de l'altération interne et des altérites superficielles allochtones. Les effondrements de voûte, les clastes de desquamation et les banquettes limites sont le signe d'un assèchement progressif. Dans les grottes les plus récentes, le fantôme de roche en place, les galeries elliptiques qui recoupent les couloirs fantômés évoluant en collapsés (trémies de blocs fantômés) sont le signe d'une vidange partielle récente des débris de roche altérée dont les moteurs sont le recul de la couverture cénozoïque plus ou moins étanche et le battement de la nappe karstique.

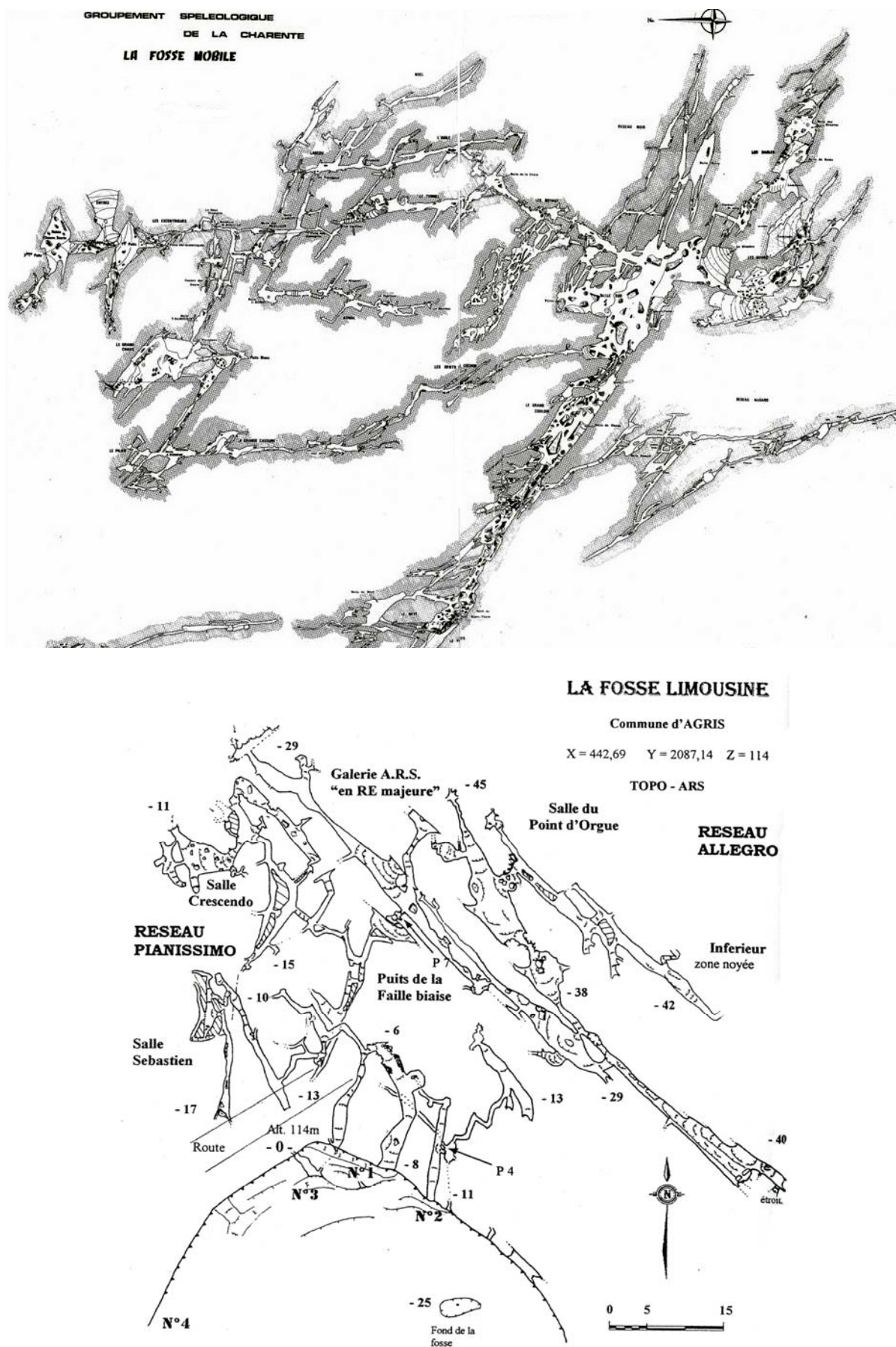


Figure 37 - Exemples de cavités labyrinthiques. Plan partiel de la Fosse Mobile. La physionomie labyrinthique se traduit par des galeries étroites et tortueuses multidirectionnelles, des galeries plus larges de direction NO-SE et des salles aux larges volumes. En dessous, plan de la Fosse Limousine. Le réseau est connecté à une vaste doline d'effondrement qui devait constituer une très grande salle. Les galeries principales sont orientées NO-SE sur des fractures et interconnectée par de plus petites galeries NE-SW formées à la faveur de diaclases.

LE TROU QUI FUME

Commune de La ROCHETTE

Topo A S C

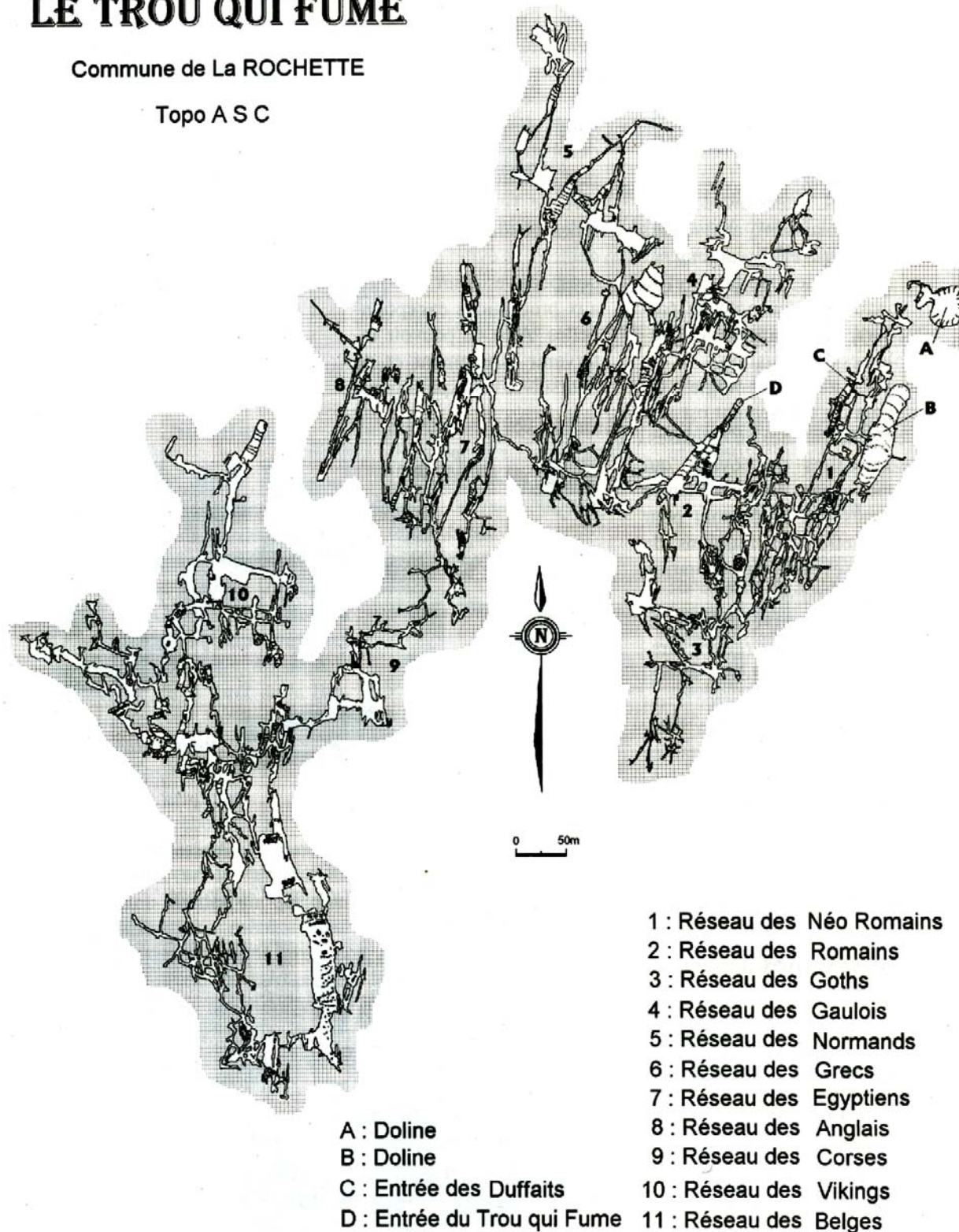


Figure 38 - Plan du Trou Qui Fume (TQF). Exemple de grotte labyrinthique par excellence qui donne un aperçu de la complexité des réseaux endokarstiques charentais. Le TQF en connexion avec le réseau des Duffaits est le réseau le plus long de Charente avec 13 km de développement.

A. La grotte de La Fuie : un modèle fonctionnel

La grotte de La Fuie est à la fois unique et emblématique. Unique car aucune autre cavité dans la région ne présente les mêmes caractéristiques morphologiques. Elle a été découverte par hasard lors des travaux de la N141, en 2001. Il existe probablement d'autres cavités de ce type dans le secteur, mais elles restent pour le moment inaccessibles du fait de l'épais manteau argilo-sableux détritique tertiaire qui recouvre la zone. La grotte de La Fuie est également emblématique dans la mesure où tous les indices d'une spéléogénèse par fantômisations ont pu être reconnus. Ainsi, elle fait figure de véritable grotte-laboratoire à partir de laquelle le modèle spéléogénétique a pu être précisé. Actuellement active, on peut y observer tous les stades d'évolution : de l'altération de la roche en place qui baigne dans un jus ferro-manganique jusqu'à l'évacuation des altérites *in situ* et leur remplacement par des dépôts argilo-limoneux exogènes en provenance des matériaux cénozoïques de surface. La spécificité de cette cavité tient au mode très particulier de la vidange du fantôme de roche qui occupe ici un niveau horizontal. Ici le battement de la nappe, très proche, joue un rôle primordial en créant une galerie de forme elliptique et à tracé méandrique. Le niveau piézométrique le plus bas a été reconnu dans la cavité dans plusieurs galeries. La dynamique hydrologique se caractérise par un courant d'eau très faible, mais des battements saisonniers du niveau noyé de plusieurs mètres ont été mesurés avec un luthiromètre (chap. 3). Ainsi, à mesure que les altérites sont évacuées, elles sont immédiatement remplacées par des sédiments de décantation qui expliquent le puissant remplissage formant le plancher sur lequel le spéléologue progresse.

B. Les cavités semi-actives avec regard sur la nappe : type Bois du Clos

Ces cavités typiquement labyrinthiques présentent une vidange ancienne des fantômes de roche avec conduits étagés. Aujourd'hui on observe un fonctionnement par battement de nappe dans les parties les plus profondes comme au Bois du Clos (chap. 4) et à la Fosse Mobile. On observe également un comblement par des dépôts quaternaires. D'un point de vue morphologique, les galeries montrent des chenaux de voûte, des banquettes limitées, des marmites de plafond, des pendants de voûte, enfin des terminaisons de conduits sur fissures en cul-de-sac et trémies, sans raison apparente. En spéléogénèse classique par dissolution directe de la roche, ces formes pariétales et de plafond sont associées à une genèse noyée de type paragénétique, c'est-à-dire acquises par corrosion remontante au-dessus d'un remplissage de décantation progradant (Renault, 1967). Mais des formes identiques peuvent également se retrouver dans des grottes dont l'origine de type fantômisations a été avérée comme dans les carrières du Hainaut en Belgique, notamment dans la grotte Quentin (Quinif, 2010).

3.2.5. Les grottes-pertes et paléopertes

Les pertes actives sont nombreuses à l'amont du bassin versant au contact socle cristallin et terrains calcaires et le long des cours d'eau (Rancogne, Les Fées...) (figure 39). Ces cavités sont formées par une voûte basse arrondie en conduite forcée présentant des débris végétaux et des galets au sol. Certaines pertes actives sont surmontées par des porches fossiles représentant des paléo-pertes : abri de Sainte-Catherine, anciens niveaux piézométriques du Bandiat, porches de Vilhonneur, Abri du Placard, la Chaise-de-Vouthon sur la Tardoire. La physionomie labyrinthique des

paléo-pertes étagées de Rancogne montre une similtude avec les grottes-labyrinthes du plateau de la Braconne. Leur genèse est probablement identique, l'eau exploitant les zones altérées.

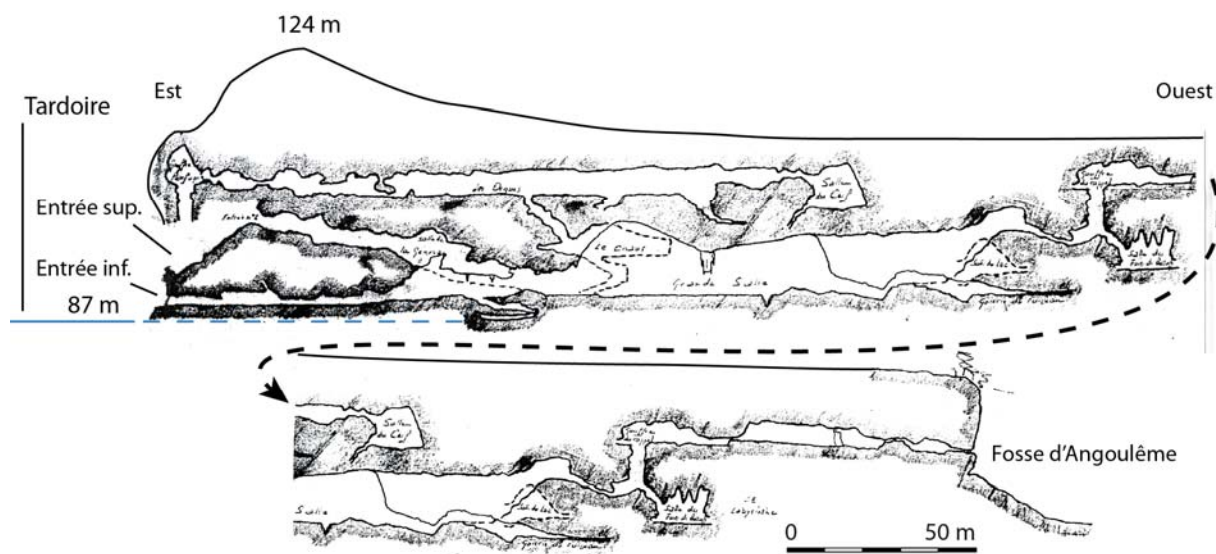


Figure 39 - Coupe transversale de la grotte de Rancogne.

Conclusion

Le chapitre 2 a permis de caractériser le fonctionnement hydrologique et hydrodynamique du système karstique de la Touvre, révélant une vidange très lente de la réserve dont la complexité a été mise en valeur par les analyses des courbes de décrue et de tarissement. Deux systèmes annexes se conjuguent, un système perché à circulations lentes dans une masse poreuse altérée et un système profond à drains bien karstifiés.

L'étude morphologique et l'inventaire des phénomènes exo- et endokarstiques ont permis de mettre en évidence un karst relativement ténu et discret, mais largement conditionné par des processus de fantômisations qui ont eu cours sur de très longues périodes (145 Ma). La couverture tertiaire joue encore un rôle dans la répartition spatiale des phénomènes karstiques. Son érosion progressive permet l'apparition de phénomènes jeunes (dolines de Saint-Mary, grotte de la Fuie). Il existe donc différentes générations de formes dont les plus anciennes sont localisées vers l'ouest alors que les plus récentes sont exhumées à l'est par le recul de la couverture détritique (Jaillet, 1999, 2005).

Chapitre 3

La grotte de la Fuie, un exemple de grotte fonctionnelle récente (spéléogénèse par battement de la nappe)

Introduction

La grotte de La Fuie a été ouverte accidentellement en 2001, lors des travaux sur le nouveau tronçon de la RN 141 qui relie Angoulême à Limoges. La localisation de la grotte à moins de 10 m de la surface, sa morphologie, son fonctionnement épinoyé et l'absence de concrétions montrent qu'il s'agit d'une cavité jeune. En terme de dynamique hydrosédimentaire, la cavité évolue rapidement. Les mises en charge importantes par battement de la nappe phréatique et les nombreuses trémies, qui peuvent obstruer les galeries, témoignent d'une évolution en cours de la grotte.

Considérée comme un véritable laboratoire souterrain, cette cavité exceptionnelle a donc servi de support à l'élaboration d'un nouveau regard sur la spéléogénèse par fantômisation. En complément des observations effectuées dans les carrières, la grotte de la Fuie apporte la preuve d'une fantômisation comme moteur de la spéléogénèse. En comparant les différentes morphologies souterraines observées en Charente avec celles décrites et interprétées d'abord en Belgique (Vergari et Quinif, 1997 ; Vergari, 1998 ; Quinif, 2010), nous sommes arrivés à la conclusion que le moteur initial de la spéléogénèse en Charente est l'altération isovolume (fantômisation) qui rend la roche poreuse tout en conservant son volume. Les fantômes de roche ont été reconnus à divers endroits dans la cavité, mais également dans les forages effectués pour les travaux routiers de la RN141. La grotte de la Fuie apparaît donc comme un modèle de genèse fonctionnelle d'une cavité formée par évacuation de la roche altérée lors du battement de la nappe, le processus de dissolution classique pouvant intervenir ultérieurement.

1. CONTEXTE GEOLOGIQUE

Située en rive gauche de la Bonneure, la grotte de La Fuie (commune de Chasseneuil-sur-Bonneure) (figure 40) se développe dans les calcaires dolomitiques bajociens, en bordure nord-est du karst de La Rochefoucauld. A. Bambier *et al.* (1983) notent que l'épaisseur de cette couche ne dépasse pas 45 m entre Chasseneuil et Saint-Claud plus au nord. Les auteurs décrivent également l'organisation suivante de haut en bas : « 10 m de calcaire grisâtre à ponctuations ferrugineuses ; 15 m de calcaire grisâtre, très fin, avec interbancks marneux et un niveau lumachellique à la base ; 16 à 17 m de calcaire fin, bleuté à grisâtre avec, à la base, des niveaux de cherts et de silex sombres ; 1 à 4 m de calcaire compact fin, très homogène, gris bleuté, devenant ocre à l'altération. Cet ensemble débute par un niveau à galets calcaires taraudés et repose sur une surface d'usure ».

On a pu reconnaître une formation calcaire grise bleutée dolomitisée, comprenant au moins trois niveaux remarquables de bancs de silex sombres nettement visibles dans toute la cavité, ce qui correspondrait à la partie inférieure de la couche décrite par A. Bambier *et al.* (1983).

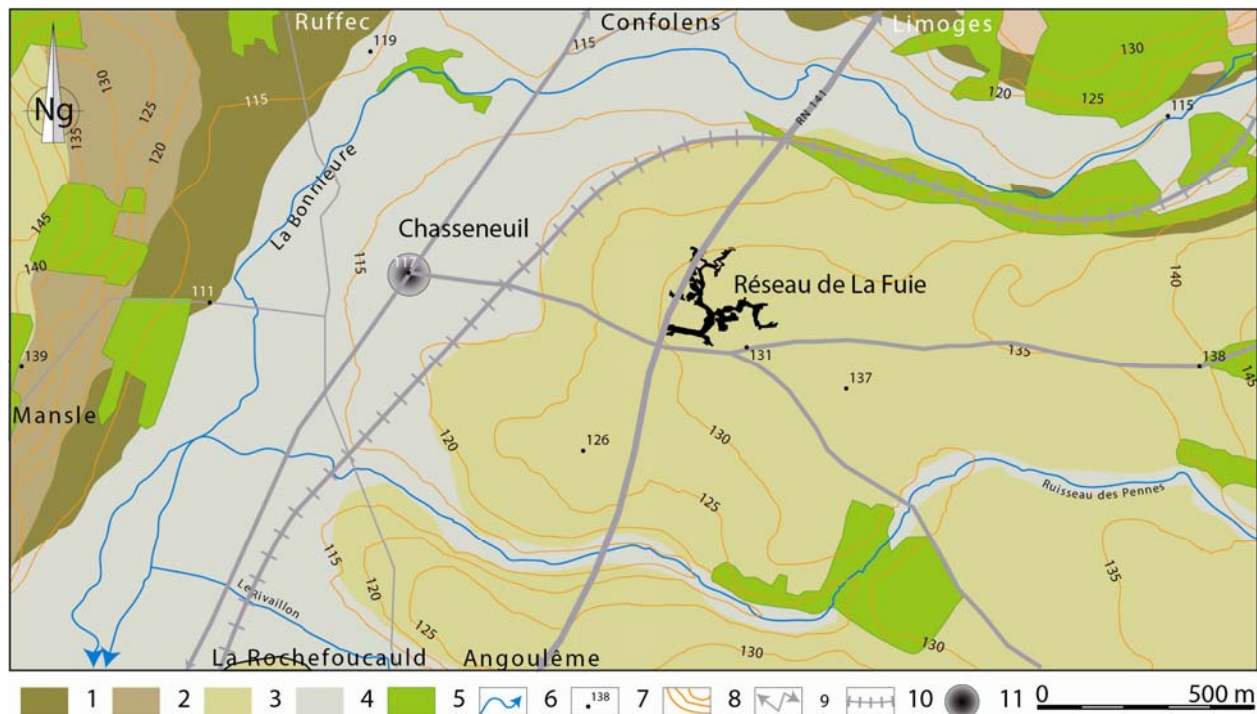


Figure 40 - Carte de localisation de la grotte de La Fuie en relation avec la géologie du secteur. Légende : 1. Calcaires dolomitiques à silex bajociens ; 2. Calcaires à silex bathoniens ; 3. Argiles sableuses tertiaires et quaternaires indifférenciés ; 4. Alluvions argileuses récentes ; 5. Massif forestier ; 6. Cours d'eau ; 7. Point coté ; 8. Courbes de niveau (équidistance 5 m) ; 9. Route principale ; 10. Ligne de chemin de fer ; 11. Centre urbain.

La formation calcaire bajocienne est surmontée en discordance par des dépôts sablo-argileux rougeâtres cénozoïques. La RN 141 recoupe ces formations qui ont été reconnues en surface, en sondage et dans la cavité. On reconnaît aussi des dépôts essentiellement argilo-sableux de couleur rouge contenant des blocs calcaires et des rognons de silex très altérés et des granules noires de quelques centimètres de diamètre. Il s'agit donc de dépôts provenant exclusivement de l'altération des calcaires *in situ*.

2. PRESENTATION ET HISTORIQUE DE LA CAVITE

La grotte de La Fuie a été découverte fortuitement en 2001 sur le chantier de la RN 141 qui relie Limoges à Angoulême. Un effondrement en surface, sur le bas côté de la voie rapide, récemment achevée a permis l'accès au réseau souterrain. A la suite de cette découverte, une étude des risques d'effondrement sous la route a été mise en œuvre. L'Association de Recherche Spéléologique de la Rochefoucault (ARS) a été chargée de cartographier l'ensemble de la cavité.

La topographie du réseau reconnu (figures 41-42) montre que la grotte se développe horizontalement sur un niveau principal, sur environ 1 000 m de long selon un réseau de galeries horizontales localisées à moins de 10 m de la surface. La cavité s'organise en deux parties :

- Un axe principal, de direction générale SSW-NNE, relie les deux entrées artificielles ; il est constitué de la galerie des Ammonites, de la rivière des Bélemnites et se termine au nord en cul-de-sac par la salle de la Pieuvre. Les galeries sont très larges (10-15 m) dans la partie sud du réseau, mais deviennent plus étroites après la rivière des Bélemnites (< 3 m).
- Un second axe, de direction générale W-E, se développe perpendiculairement au principal, sur environ 200 m. Formant la partie orientale du réseau, il est constitué des salles des Oueds, du Laminoir et du « Réseau de la 16^e ». Cet axe recoupe la première partie de la grotte au niveau de la salle des Oueds.

Le plan de la cavité topographiée ne présente pas une organisation très labyrinthique, contrairement aux autres cavités charentaises. La densité des conduits est estimée à 25,7 km/km². On a reconnu dans les salles de la Pieuvre et du Laminoir plusieurs départs de conduits qui ne permettent pas d'accéder au reste du réseau.

L'originalité de la grotte de La Fuie tient aussi à l'absence quasi-totale de spéléothèmes : aucune stalagmite, aucun gour, ni coulée, ni draperie ; seules quelques petites stalactites très sombres ont été reconnues dans la salle du Laminoir. Cette absence de concrétions suggère une cavité jeune, d'âge essentiellement holocène ou légèrement antérieure. Nous reviendrons plus tard sur cette hypothèse.

Le plancher de la cavité est constitué par un puissant remplissage, de 3 à 4 m d'épaisseur sur lequel les spéléologues progressent. Ce remplissage est cependant dépourvu de coupes naturelles. Les travaux d'excavation et de terrassement nécessaires à l'étude sédimentologique ont été réalisés dans la salle des Oueds (chap. 6).

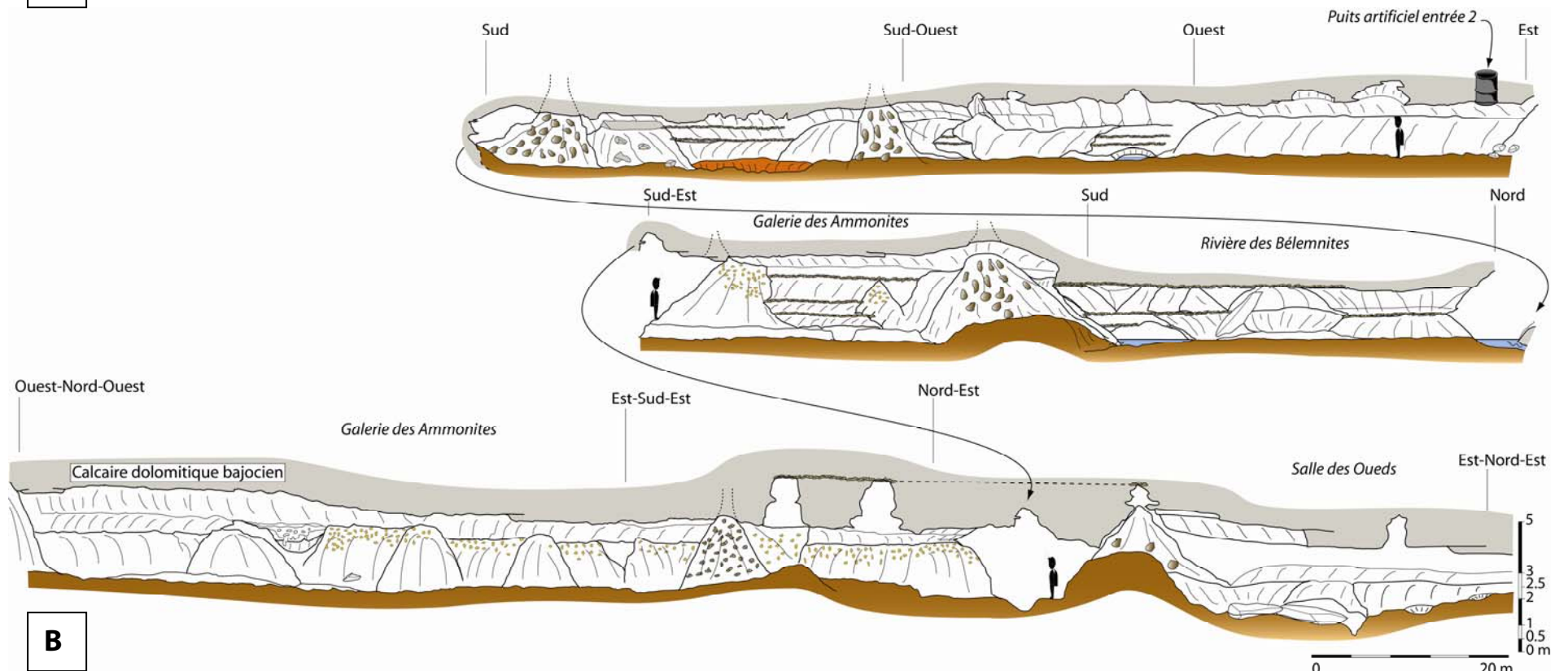
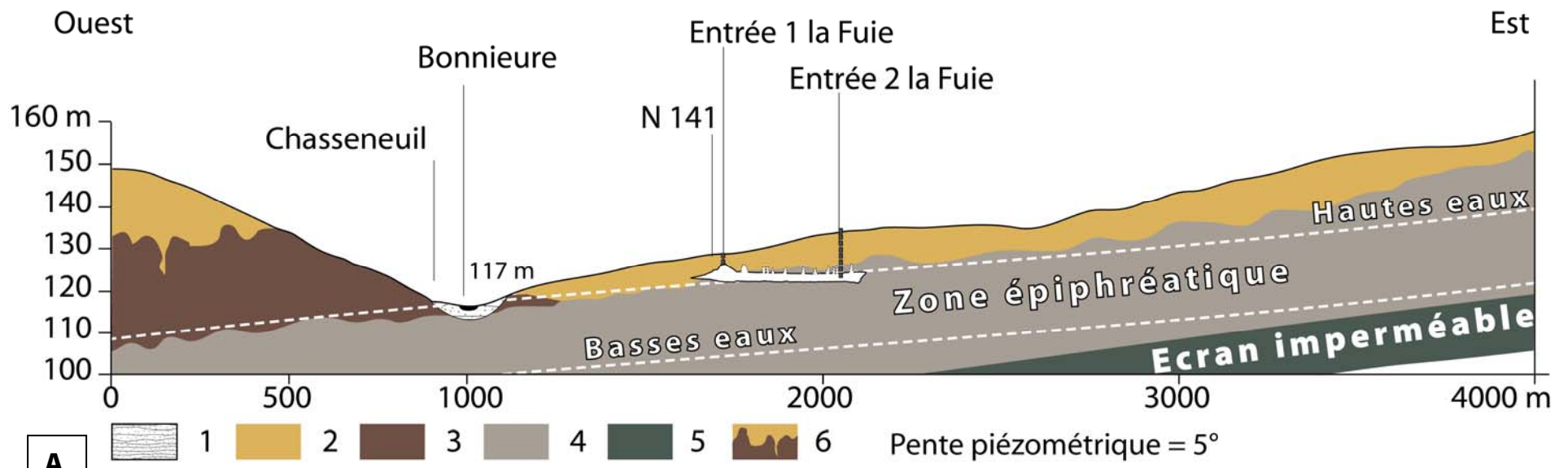


Figure 41 - (A) Grotte de la Fuie replacée dans son contexte géologique et topographique : 1. Alluvions récentes. 2. Altérites tertiaires. 3. Calcaires oolithiques bathoniens. 4. Calcaires dolomitiques à silex bajociens. 5. Marnes et grès hettangiens et aaléniens. 6. Crypto-karst. (B) Coupe transversale de la grotte de la Fuie. Le développement subhorizontal ne permet pas de distinguer l'amont de l'aval. En basses eaux, la nappe est sub-affleurante.

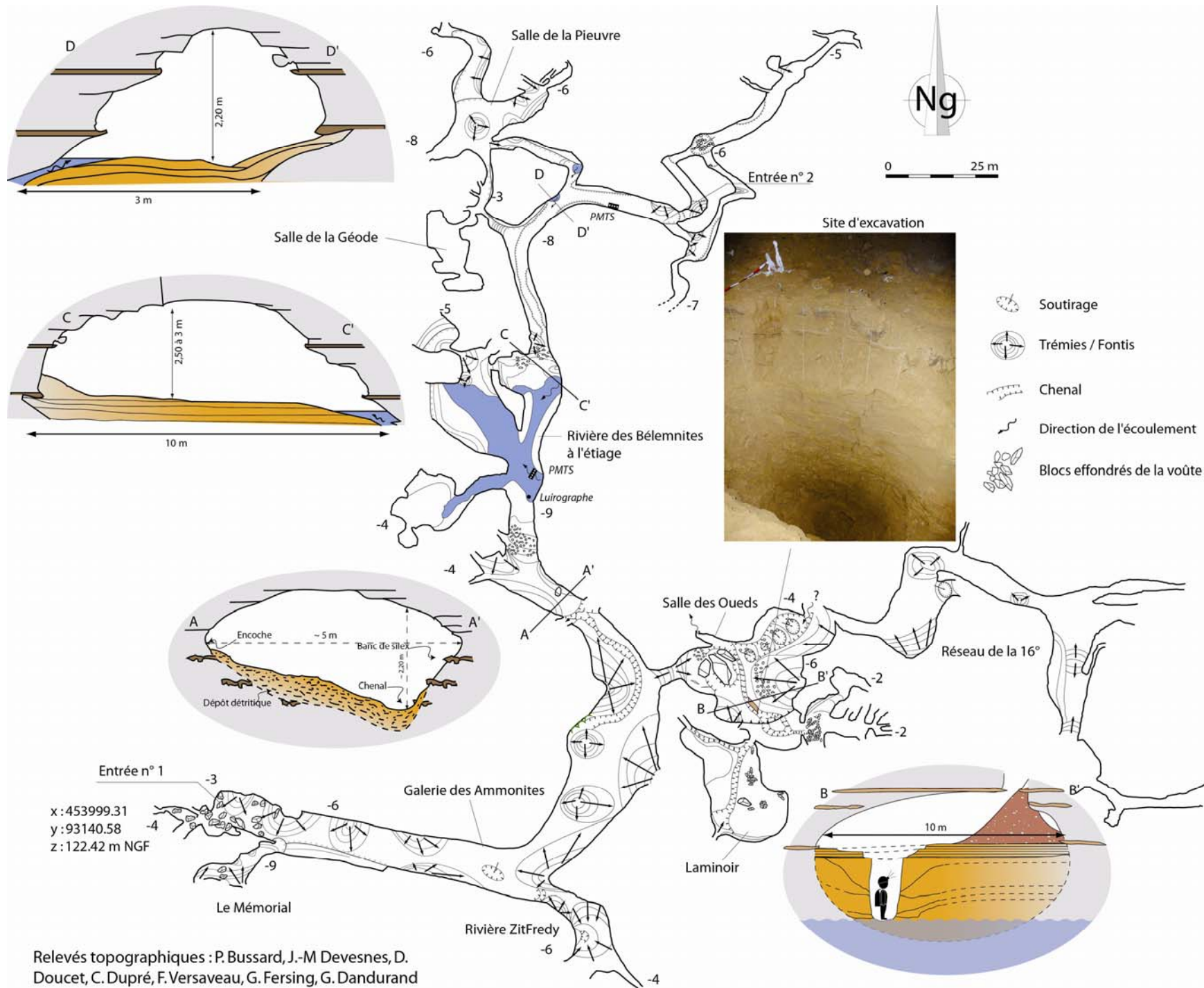


Figure 42 - Plan de la grotte de La Fuite (commune de Chasseneuil-sur-Bonnieure). Les longues galeries des Ammonites et des Bélemnites constituent l'axe principal de la cavité. La progression dans tout le réseau se fait sur un puissant remplissage de plusieurs mètres d'épaisseur. Les montées régulières des eaux à la fin de l'automne et au début du printemps sont à l'origine d'une sédimentation limono-argileuse dont on repère les niveaux témoins sur les parois. L'excavation dans la salle des Oueds a permis de mettre en évidence une sédimentation variée et complexe sur 3,4 m d'épaisseur (cf. chap. 6).

2.1. La galerie des Ammonites et la rivière des Bélemnites : description des trémies de collapse

La galerie des Ammonites est de loin la plus grande du réseau de La Fuie. Elle s'étend sur plus de 200 m. Sa largeur moyenne est de 15 m mais localement elle peut dépasser 20 m. La hauteur sous plafond est d'environ 3,50 m. Se développant de manière horizontale à 6 m de profondeur, elle change trois fois de directions depuis l'entrée n° 1 vers la rivière des Bélemnites : d'abord ONO-ESE, puis SSO-NNE et finalement SE-NO. Le plafond plan et large se développe à la faveur d'un joint de stratification. Le plancher de la galerie est constitué d'un épais remplissage argilo-limoneux. Le substratum n'est pas accessible. Séparée de la galerie des Ammonites par une trémie (collapse) (figure 43-45), la galerie de la rivière des Bélemnites se situe dans le prolongement nord. Elle présente les mêmes caractéristiques morphologiques. La différence principale tient à la présence d'une surface d'eau permanente liée à la nappe phréatique. En hautes eaux, la galerie est totalement ennoyée.



Figure 43 - Exemples de trémies de collapse dans la Fuie. Les trémies remontantes marquent les zones de soutirage du matériel altéré au sein de niveaux fantômés sus-jacents. Elles sont les traces d'une fantômisiation originale qui se développe à la faveur d'une altération biochimique de la roche. (Clichés 1-2-3, B. Losson, 17/09/2011 ; clichés 4-5, R. Maire 10/12/2006).

Le profil transversal en "V" (pente de 25°) des galeries et les encoches pariétales témoignent d'écoulements vadoses (libres) associés à des variations du niveau de la nappe karstique (flux et reflux). Les encoches et le toit plan et régulier mettent en évidence l'ancien niveau du remplissage. Les parois ont une morphologie très particulière. Arrondies et émoussées, elles présentent de nombreux insolubles qui apparaissent en relief (géodes de calcédoine, rognons de silex, filon dentelé ferromanganique). Ces traits morphologiques se retrouvent de manière homogène dans toute la cavité et indique une dissolution en régime noyé avec écoulement très lent.

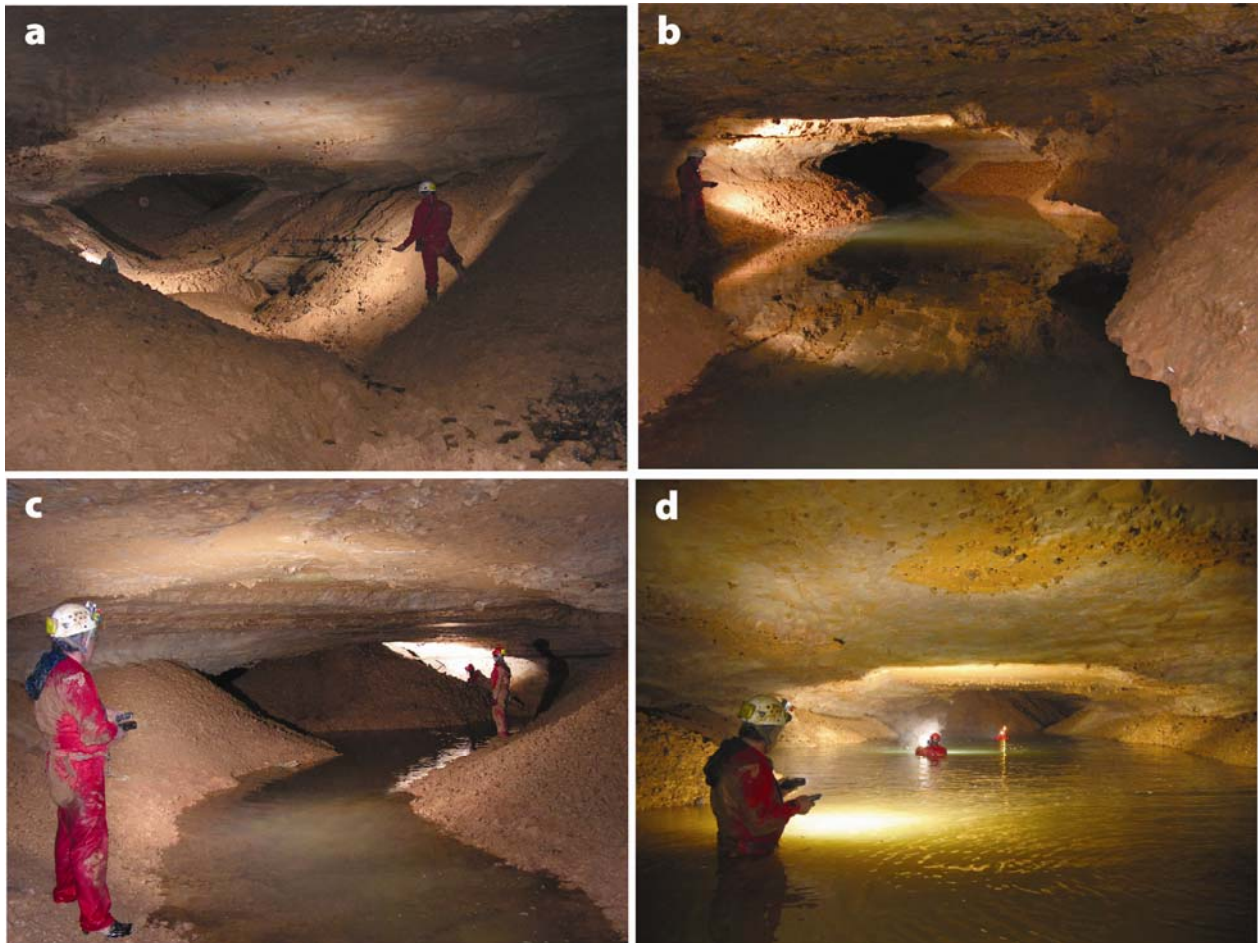
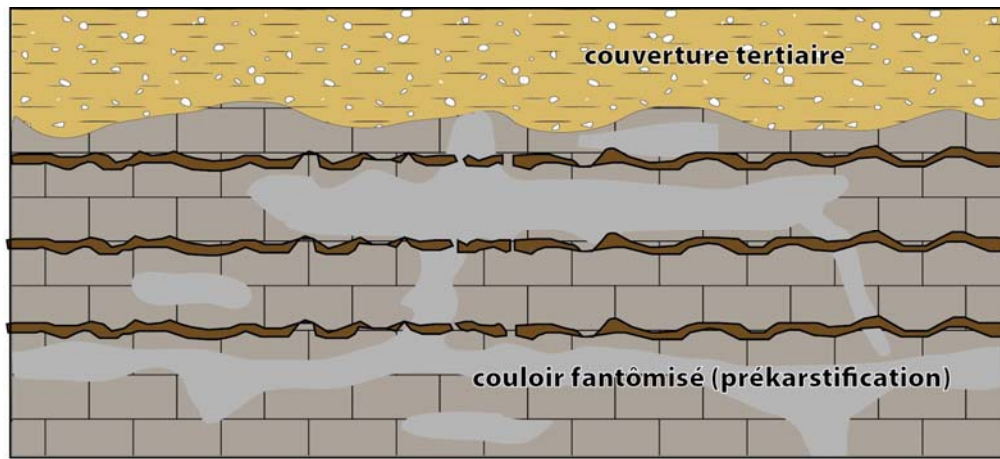


Figure 44 - Basses et hautes eaux dans la galerie des Ammonites. (a) Galerie des Ammonites en basses eaux. Les versants inclinés vers le centre de la galerie sont tapissés d'un dépôt argileux (Cliché D. Doucet, 19 février 2006). (b) Le réseau s'ennoeie entièrement par remontée de la nappe karstique (b-c-d).

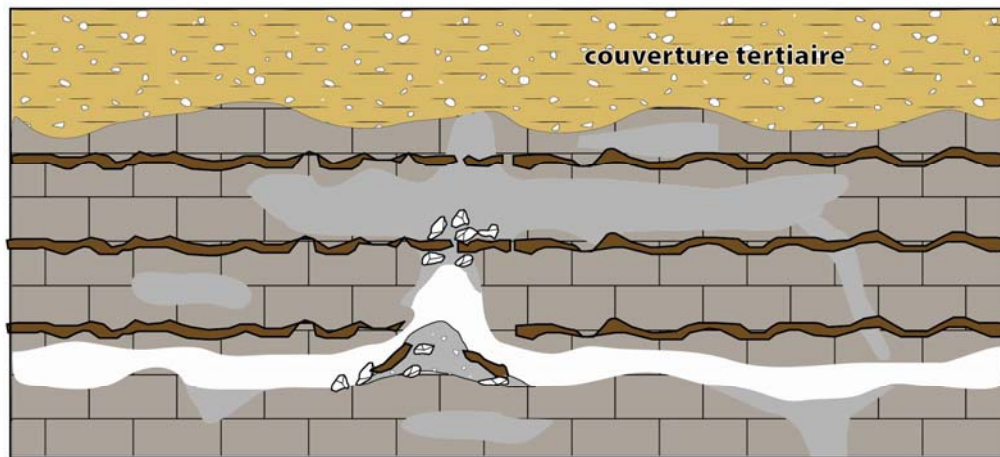
2.2. Les trémies de collapse : vidange de couloirs verticaux de fantômisaiton

Des cônes d'éboulis forment des trémies au contact du plafond qui se poursuivent par des cheminées obstruées de blocs de calcaires et chailles altérés mélangés à une matrice argileuse. Une quinzaine de trémies a été recensée dans l'ensemble du réseau. Celles-ci correspondent à des zones d'effondrement évidées caractéristiques. Cette blocaille provient directement d'un niveau fantômisé supérieur avec brèches (chailles et fragments calcaires altérés) reconnu en sondage par les travaux routiers au droit de la cavité (figure 46). Leur observation a permis de mettre en évidence une évolution à partir de couloirs verticaux d'altération mettant en relation deux niveaux fantômisés. Le contact avec la couverture superficielle tertiaire est probable, mais aucun élément allochtone n'a été encore observé.

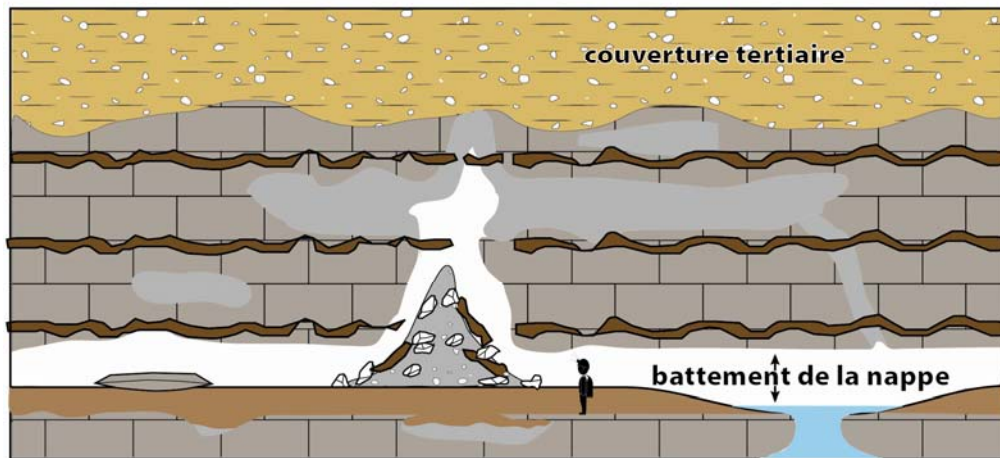
Ces trémies de collapse remarquables, en lien direct avec la fantômisaiton du Bajocien, sont des phénomènes morpho-sédimentaires contrôlés par une altération biochimique ancienne (fantôme de roche) exploitant des zones de faiblesses (failles, joints de strates) et les variations de la nappe phréatique.



Phase 1



Phase 2



Phase 3

Figure 45 - Evolution-type des trémies de collapse dans le réseau de la Fuie. Phase 1 : l'altération isovolume de la roche préfigure les galeries et les couloirs remontants. Phase 2 : les variations du niveau de la nappe permettent l'évacuation progressive des résidus de l'altération. Les conduits remontants se vident de leurs altérites (brèche de collapse). Phase 3 : les altérites de surface sont soutirés dans ces conduits verticaux évidés et finissent par former des cônes d'éboulis (trémies de collapse) dont les éléments sont redistribués par le flux et le reflux des fluctuations de la nappe.

2.3. La salle des Oueds

Cette salle mesure 30 m de long et 18 m de large. La hauteur sous plafond est d'environ 2,50 m. On y accède par la galerie des Ammonites, après avoir franchi un cône d'éboulis de 3 m de hauteur. L'entrée donne accès à un large plancher argileux, sur lequel reposent sur la gauche, trois grandes dalles calcaires effondrées, de 1,50 à ~ 2,70 m de long et de 50 à 70 cm d'épaisseur, qui proviennent de la voûte. Aucun dépôt ne les recouvre. Elles reposent sur une terrasse argileuse de 35 m², dont la surface est nettement visible sur la droite.

La salle est traversée du SE au NW par un chenal rectiligne peu profond (60 cm) aux versants raides. De l'autre côté du chenal, la topographie est variée. On reconnaît :

- une série de quatre petites dépressions circulaires de 0,50 à 1 m de diamètre, étagées, dans lesquelles s'accumulent quelques cailloux anguleux mélangés à des fragments de silex, qui permettent en remontant un accès au Réseau de la 16^e ;

- un talus assez raide d'un cône d'éboulis d'environ 20 m de circonférence qui repose sur une terrasse plane ; des fragments de silex forment un glaciaire entre le cône d'éboulis et la surface de la terrasse.

C'est dans le chenal localisé au pied du cône d'éboulis que nous avons entrepris de dégager la coupe sédimentaire étudiée dans le chapitre 6.

3. FANTOMISATION DU CALCAIRE BAJOCIEN : FORAGES DE LA RN141 ET OBSERVATIONS SOUTERRAINES

Une série d'observations croisées dans la cavité de la Fuie et dans les forages de la RN141 permet de prouver l'important degré d'altération de la série des calcaires dolomitiques à chailles du Bajocien. A l'intérieur de la grotte, les figures pariétales de corrosion sont associées en apparence à des formes paragénétiques, au sens de P. Renault (1967), c'est-à-dire une corrosion remontante dominant des dépôts de décantation progradant. Ces formes sont les voûtes planes, les encoches latérales et le puissant remplissage. Puis le passage en zone vadose s'expliquerait par des écoulements libres en provenance de la surface. Le problème est qu'il n'y a pas de rivière souterraine. Aucune perte n'alimente les galeries. L'hypothèse d'une spéléogénèse paragénétique ne suffit donc pas à expliquer l'origine de la cavité. De même, l'hypothèse d'une spéléogénèse syngénétique n'est pas possible en l'absence d'une circulation noyée en conduite forcée.

RN 141 - Déviation de CHASSENEUIL

Profil en travers N°138 - Cavité de "La Fuite"

Echelle : 1/100 - Octobre 2009

NORD/NORD-OUEST

SUD/SUD-EST

RN 141

B

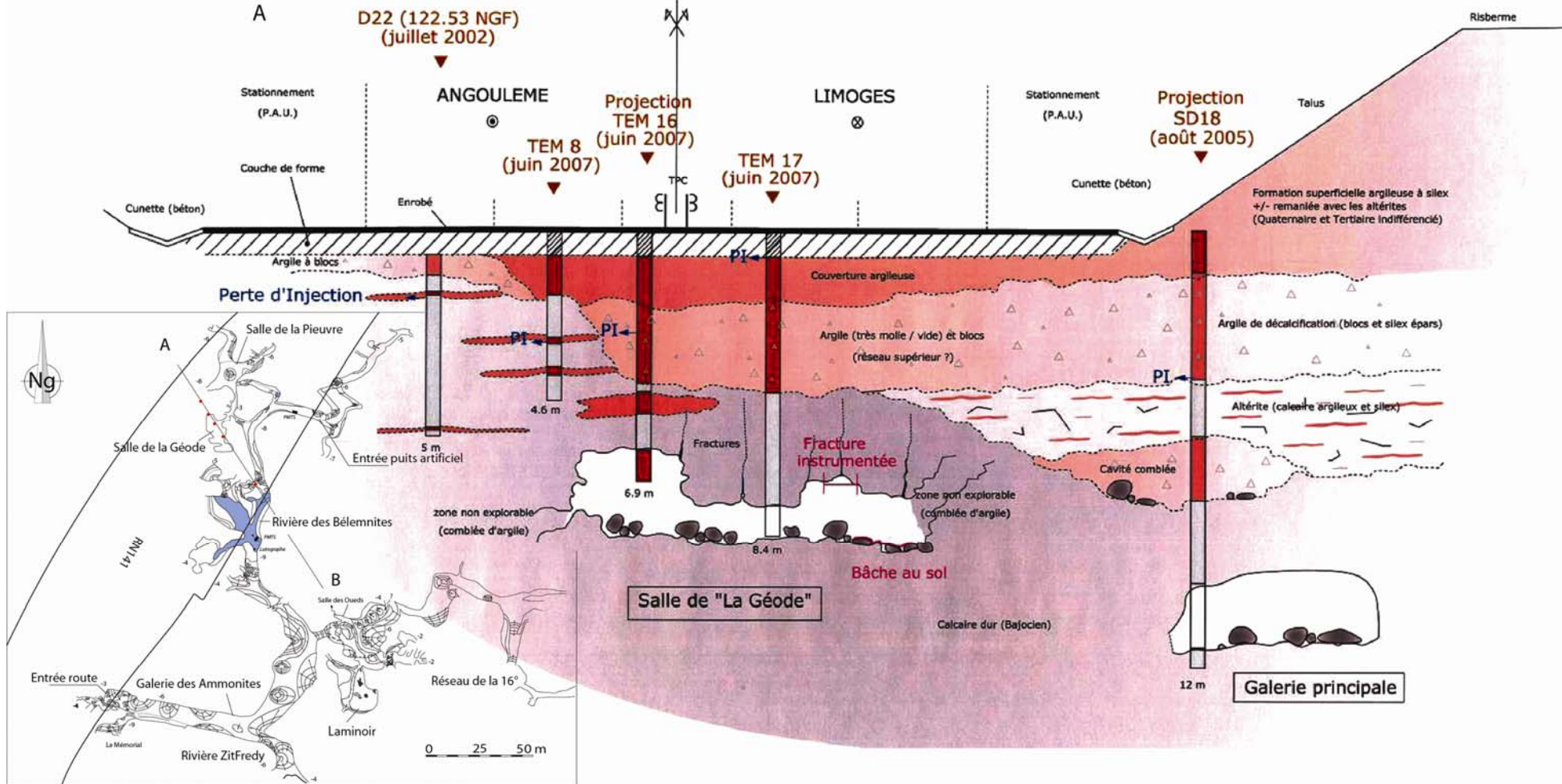


Figure 46 - Coupe transversale réalisée à partir des sondages du Centre d'Études Techniques et de l'Équipement du Sud-Ouest (Clément, 2009).

3.1. Recoupement de niveaux altérés dans les forages de la déviation RN 141 de Chasseneuil

Entre 2002 et 2007, trois campagnes de forages ont été menées par le CETE du Sud-Ouest (Laboratoire régional des Ponts et Chaussées de Bordeaux, F. Clément) en vue de réaliser les travaux d'aménagement de la RN141. Les logs de ces forages mettent clairement en évidence les différentes unités géologiques traversées. Le forage SD18 (août 2005) est le plus complet (figure 46) :

- entre 0 et 1,20 m : argiles sableuses tertiaires à blocs et silex ;
- entre 1,20 et 4,10 m : argiles à blocs et silex plus épars (correspondant à un niveau fantômisé démantelé) ;
- entre 4,10 et 5,70 m : calcaires argileux à silex (correspondant à un niveau fantômisé) ;
- entre 5,70 et 7,40 m : cavité colmatée par des argiles ;
- entre 7,40 et 9,70 m : roche saine ;
- entre 9,70 et 11,50 m : recoupement d'une cavité (la grotte de la Fuie).

Les forages de la RN 141 ont donc permis de reconnaître sans ambiguïté un niveau fantômisé entre 4,10 et 5,70 m de profondeur (forage SD18) surmonté par un niveau altéré démantelé à blocs et chailles, sans doute un faciès du type « brèche de collapse », découverts également dans les forages TEM16 et TEM17 (figure 46). Les variations latérales observées dans les autres forages révèlent en réalité une irrégularité géométrique des zones altérées dans la masse carbonatée. En outre, on remarque la puissance de la couverture détritique qui mêle à la fois des produits issus de l'altération des calcaires bajociens (présence de silex) et des dépôts issus de l'érosion du socle.

Cette ré-interprétation de ces forages à travers les découvertes faites en carrière et dans la cavité de la Fuie est un argument supplémentaire pour expliquer la genèse de la cavité à partir de l'évacuation mécanique, puis chimique, de niveaux préalablement altérés présentant des géométries variées.

3.2. Faciès et phénomènes liés à la « fantômisation » dans la grotte

Trois grands types de faciès ou de phénomènes liés à la fantômisation ont été observés dans la grotte de la Fuie. Le plus évident est le fluage de la roche devenue semi-liquide, le second est l'abondance des trémies de collapse, le troisième est représenté par un niveau horizontal très altéré.

3.2.1. Le fluage du calcaire par liquéfaction : une érosion régressive pariétale

Sur les parois des galeries, on observe des micro-formes de fluage de la roche très originales :

- des cannelures de 1 à 2 mm de large et de plusieurs dizaines de cm de long sur les parties pentées (figure 48). Deux sites, au niveau de l'entrée n° 1 (bord de la route) et à l'intersection de la salle des Oueds et de la galerie des Ammonites, permettent de les observer en détail ;
- des formes en micro-gours (10-20 mm) sur pentes fortes, verticales ou en encorbellements ;
- des petites formes en stalactites (15-30 mm).

La roche très altérée flue car elle est saturée en eau sur 1 à 2 cm d'épaisseur (figure 48). Il ne s'agit donc pas d'un remplissage argileux. Au microscope, on constate qu'il s'agit d'une bouillie de particules carbonatées de 10 à 100 µm mélangée à quelques grains ferrugineux sombres. Le calcaire poreux est imprégné d'eau à cause du battement de la nappe. Ce processus de quasi liquéfaction montre l'évolution pariétale en temps réel de l'élargissement de la galerie, donc de l'un des processus majeurs de la spéléogénèse par fantômisation. Cette observation confirme la jeunesse du réseau et l'action d'une érosion régressive latérale à l'échelle de la paroi.

Cette lente érosion mécanique de la paroi peut ensuite faire chuter les bancs de chailles libérés de leur gangue calcaire. Les silex altérés (échantillon Chass. Z) (figure 49) découverts dans le remplissage de la salle des Oueds et les géodes de calcédoine altérées témoignent aussi de l'ancienneté des processus d'altération. Le cortex d'altération se caractérise par une couleur jaune, une forte porosité et des anneaux de Liesegang typiques (figure 49). Le cœur du silex montre la progression de l'altération en auréoles concentriques. Au microscope, ces processus d'altération sont associés à des amas ferrobactériens.

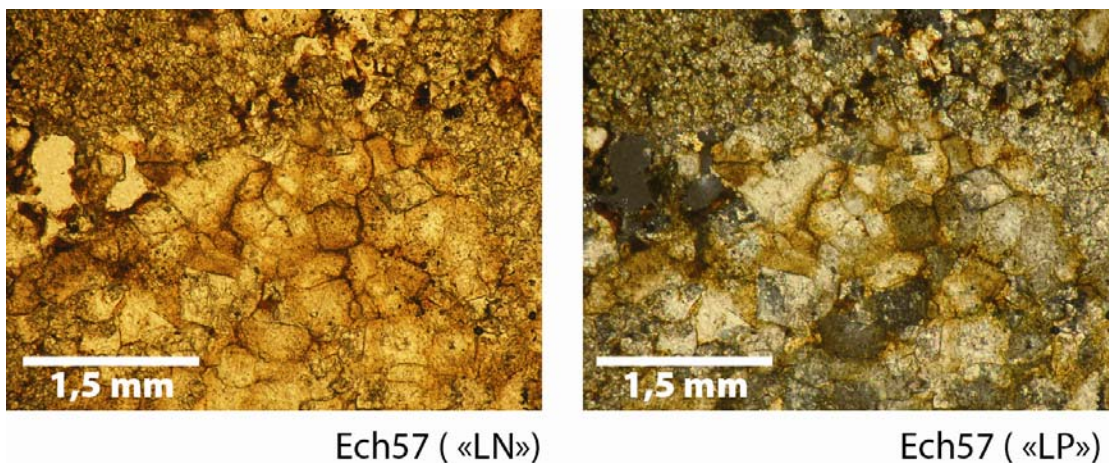


Figure 47 - Dolosparite fantômisée avec micropores entre les cristaux sparitiques.

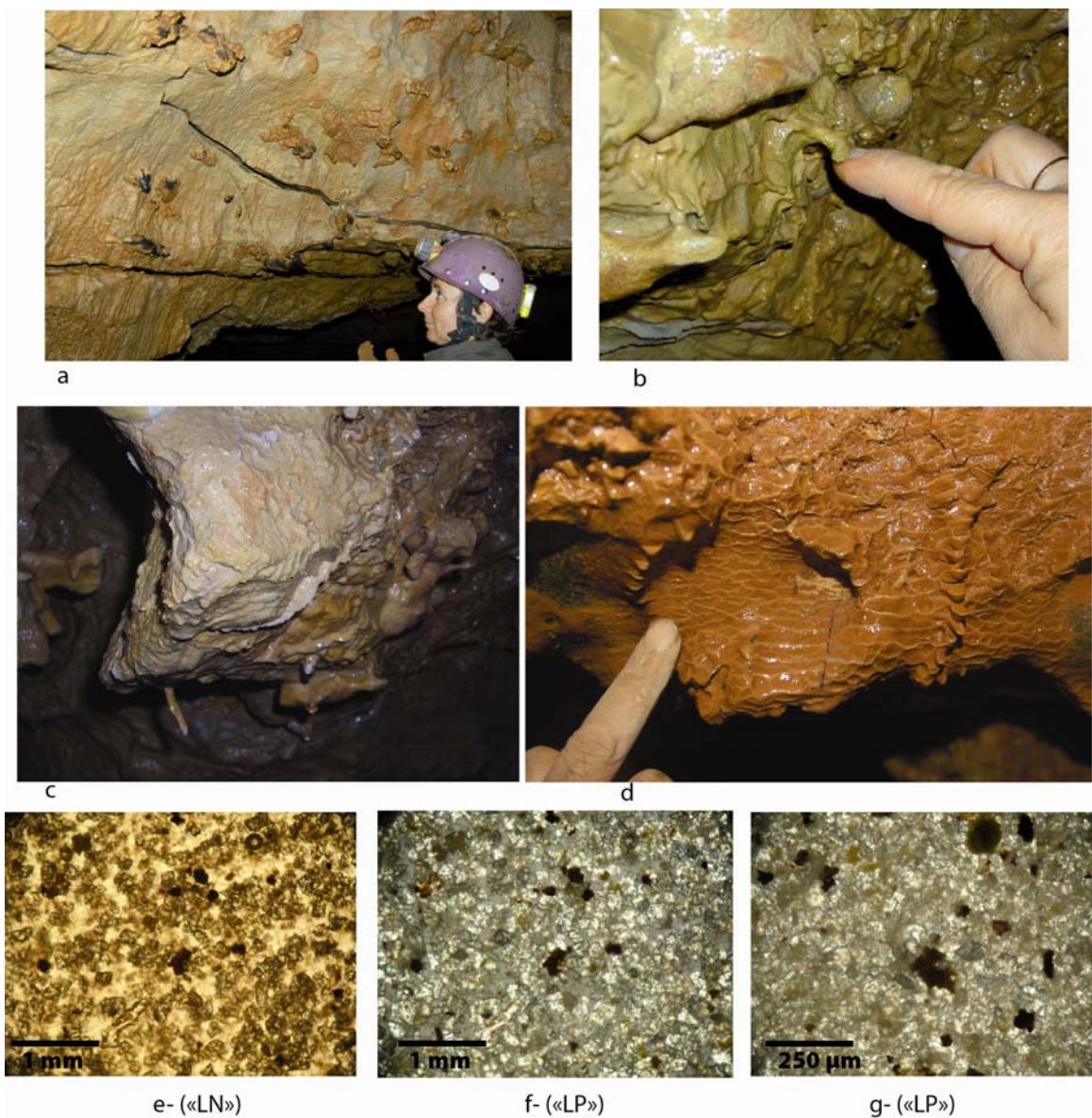


Figure 48 - Le calcaire fantômisé, saturé d'eau, « coule » sur la paroi des conduits de la grotte de la Fuie (a-b). On observe des formes de fluage (fistuleuses, micro-gours) (c-d). Au microscope, on observe une bouillie constituée principalement par des grains de calcite et quelques grains ferrugineux sombres (e-f-g).

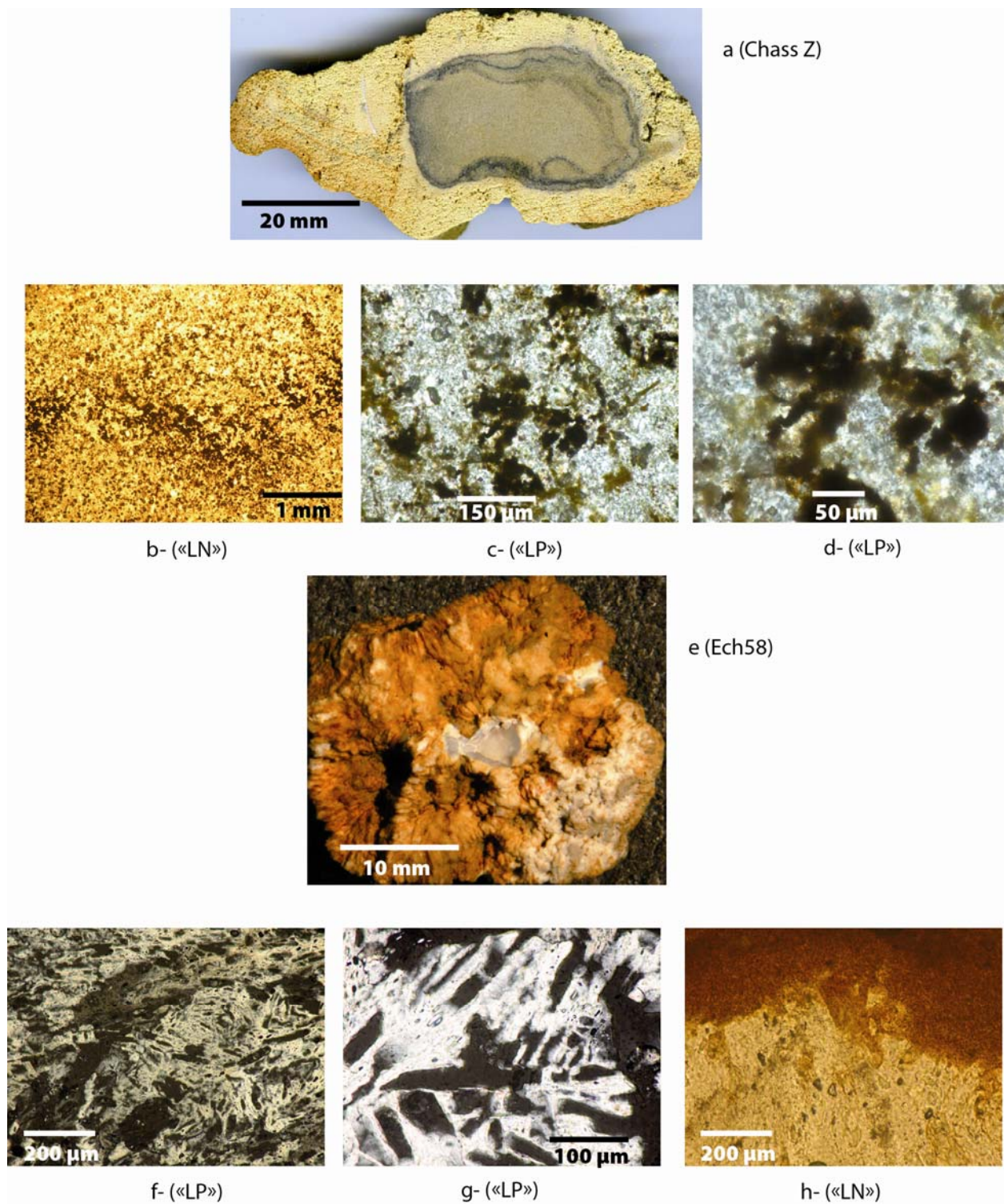


Figure 49 - Altération des chailles de la grotte de la Fuie. Les auréoles d'altération et les anneaux de Liesegang sont très nets (a). La silice est affectée par des amas et colonies de ferro-bactéries (b-c-d-h). Dans l'échantillon de calcédoine, on observe de nombreux pores de dissolution rectangulaires (f-g).

3.2.2. Les niveaux horizontaux fantômés

Des fantômes de roche ont été reconnus dans la salle de la Géode au sol, dégagés lors des travaux de désobstruction par les spéléologues, mais aussi dans les joints de strates, notamment au-dessus des lits de silex (figure 50). Les calculs de masse volumique (éch. 22 et 143) ont révélé des pertes de plus de 25 % (densité de 2,15) par rapport à la roche saine. La roche molle, dans laquelle il est possible d'enfoncer un couteau, est maintenue en place grâce aux lits de silex superposés.

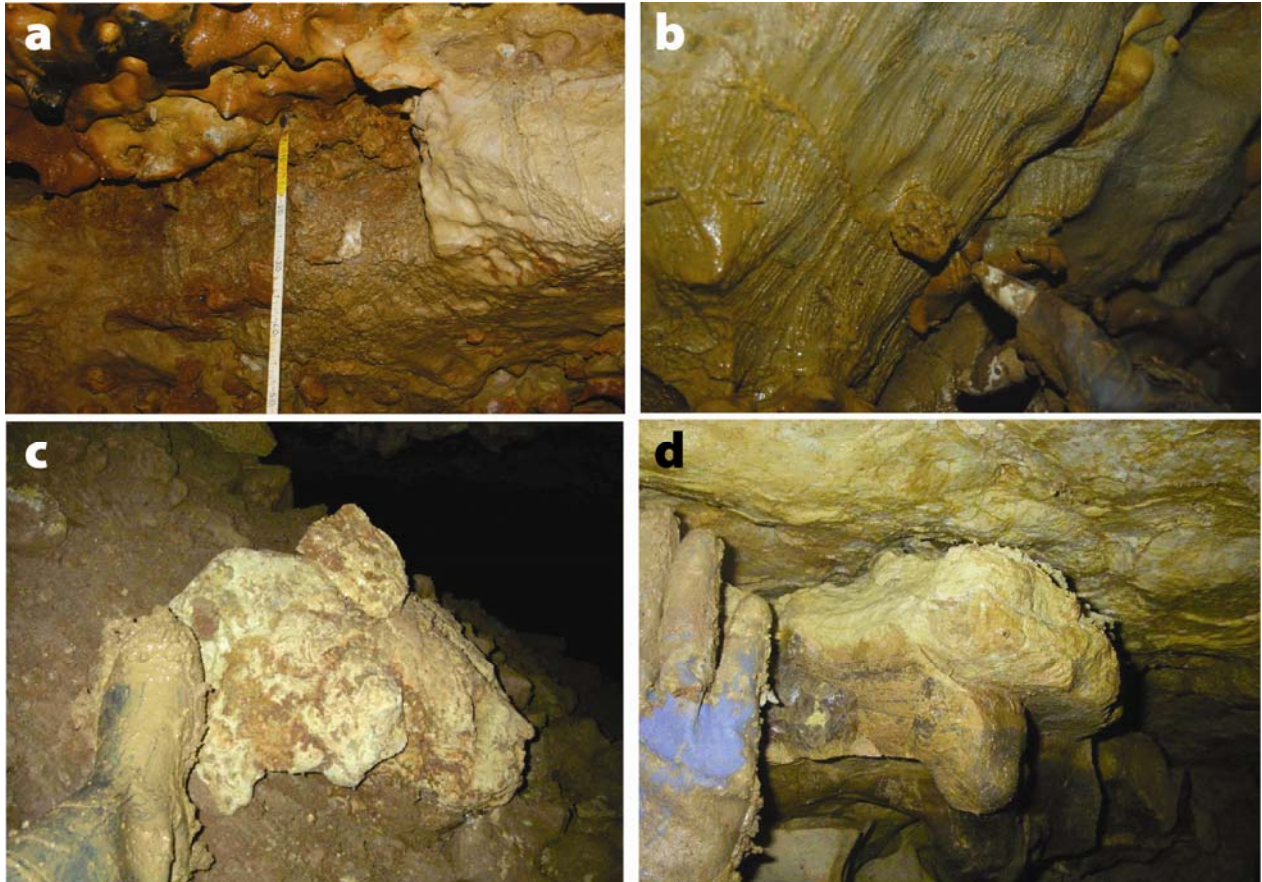


Figure 50 - Exemples de fantômes de roche dans la grotte de la Fuie. (a) Roche complètement altérée se développant sous un niveau de chailles. (b) Détail de la roche fluante. (c) Fantôme de roche en place dans la salle de la Géode. (d) Fantôme de roche sur un interlit de chailles.

La figure 50 montre un niveau fantômé situé au niveau d'un joint de stratification créée par le lit de silex (salle de la Géode). Le calcaire apparaît plus blanc. Sa texture est plus molle. Remarquons la présence des rognons de silex en relief par rapport à l'encaissant calcaire. Les bancs de silex jouent un rôle important dans le maintien de la structure altérée isovolume comme par exemple dans le Bajocien supérieur à chailles du Larzac étudié par L. Bruxelles (2001).

3.3. Le rôle de l'érosion régressive en roche fantômisée

L'étude des trémies de collapse, des fantômes de roche, du fluage de la roche, de l'érosion/dissolution mettant en relief les éléments insolubles permet de reconstituer la spéléogénèse de la grotte de la Fuie. Trois étapes chronologiques principales de l'évolution de la cavité peuvent être distinguées ; elles mettent en lumière le processus dynamique qui creuse la grotte à partir d'un schéma prékarstifié.

- La première phase ou phase d'inception : elle correspond à l'altération isovolume de niveaux horizontaux et verticaux qui se produisent lors des longues périodes d'émersion qui débutent au Crétacé inférieur. Les altérites ne sont pas évacuées en raison de l'absence d'un gradient hydraulique suffisamment important. De plus, la couverture détritique issue du démantèlement des calcaires en surface et des apports du Massif Central fossilisent le karst.

- La deuxième phase ou phase de vidange de la roche altérée par érosion régressive : elle intervient ici très tardivement et se traduit par une évacuation du fantôme de roche en fonction du potentiel hydraulique qui permet le transport des particules carbonatées. Le processus correspond à un type particulier d'érosion régressive interne puisque l'eau transite dans la partie poreuse du fantôme de roche et emporte progressivement des particules carbonatées qui se détachent, initiant ainsi le processus d'érosion régressive tel qu'il a été observé en temps réel dans la grotte Quentin en Belgique, laquelle s'est formée en moins de deux ans (Quinif, 2010).

Les circulations lentes sont attestées par les cupules et le maintien des insolubles en relief. Cette phase plus récente est corrélée avec l'érosion de la couverture cénozoïque en surface en lien avec l'encaissement du réseau hydrographique au Pléistocène inférieur et moyen et le soulèvement du Massif Central.

La troisième étape ou dénoyage des conduits : Le passage d'une circulation noyée à une circulation épinoyée de battement de nappe correspond à la phase actuelle. La galerie principale (galeries des Ammonites et des Bélemnites) devient le drain collecteur le plus important dans lequel le battement du toit de la nappe favorise l'évacuation des altérites carbonatées, processus qui avait déjà commencé dans la phase précédente. Cette formation de conduits horizontaux induit donc le soutirage des produits d'altération issus des niveaux supérieurs fantômés reconnus par les sondages du CETE. Ce sont les trémies de collapse. Parallèlement à l'érosion/dissolution des parois (fluage de la roche), des dépôts de décantation sont favorisés par des vitesses de courant très faibles.

Ce dénoyage peut être conditionné par l'ouverture d'une fenêtre hydrologique (vallée de la Bonnière) qui provoque un abaissement du niveau piézométrique local au Pléistocène supérieur et à l'Holocène. Cet abaissement se marque par la réincision des dépôts (chenal observé dans la salle des Oueds et dans la galerie des Ammonites).

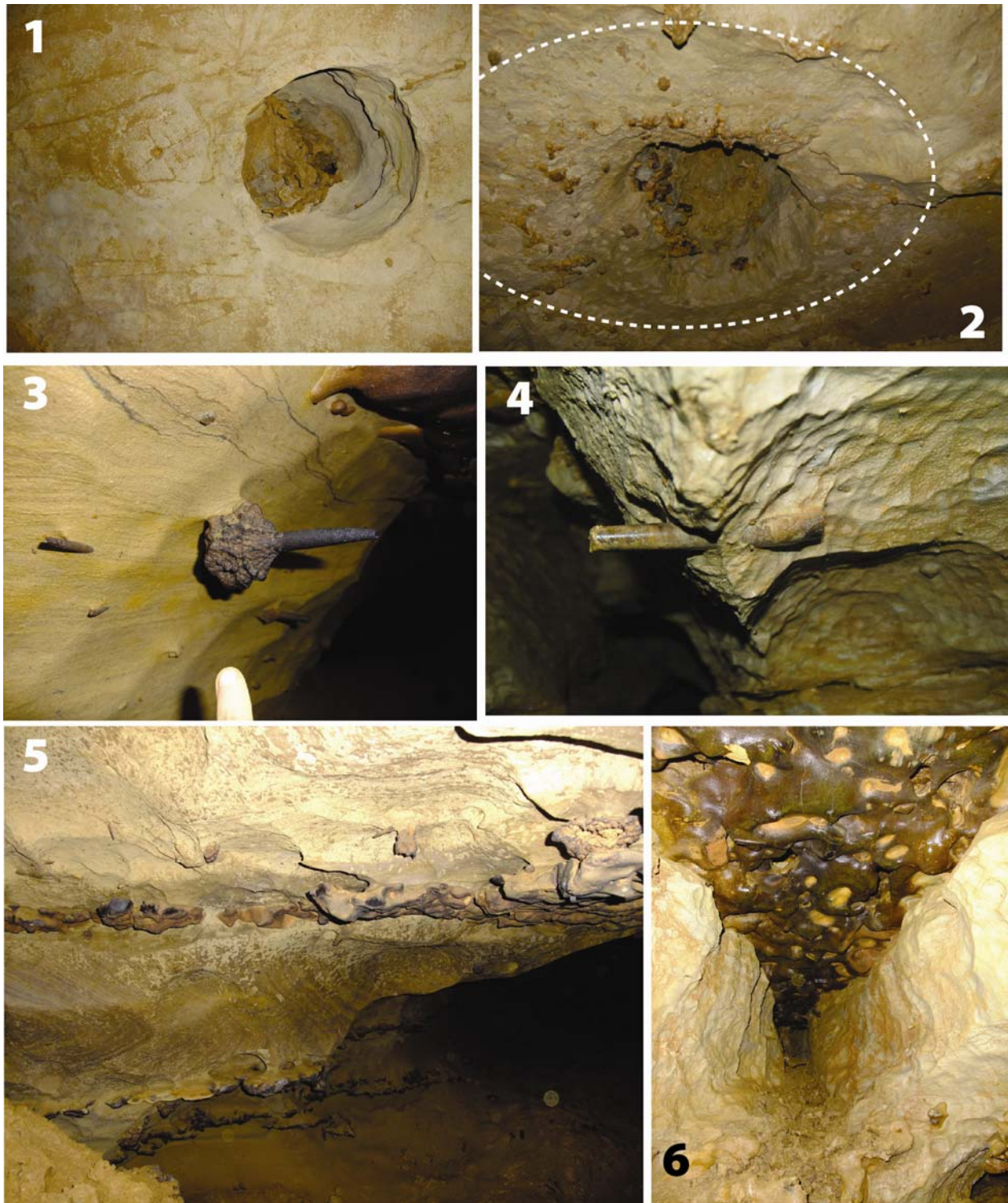


Figure 51 - Formes liées à la digestion lente des parois calcaires. (1-2) On voit les auréoles de diagenèse liées à la migration radio-concentrique des ions. Ces auréoles peuvent être liées à des chemins de vers proliférant dans un hardground en contexte de haut-fond qui se met progressivement en place. (3) Rostre de Bélemnite suspendu à la paroi. Traces d'altération chimique sous forme de tâches jaunes. (4) Cupules et coalescence des cupules pariétales témoignent des phases d'ennoyage de la cavité. (5) Les anneaux de Liesegang sont visibles entre deux bancs de silice. (6) Lit de silice suspendu au-dessus d'une zone évidée des résidus d'altération. Les cannelures verticales rectilignes sur les épontes montrent les zones d'infiltration de l'eau. (Clichés 1 à 4, R. Maire, 10/12/2006 ; clichés 5 & 6, B. Losson, 17/09/2011).

Ainsi, la grotte de la Fuie apparaît comme un modèle naturel au même titre que la grotte Quentin en Belgique pour comprendre l'évolution géomorphologique ancienne et la genèse d'une grotte labyrinthique à son stade de jeunesse dans la partie nord-est du Bassin Aquitain. L'âge de la cavité reste encore imprécis en raison de l'absence de spéléothèmes.

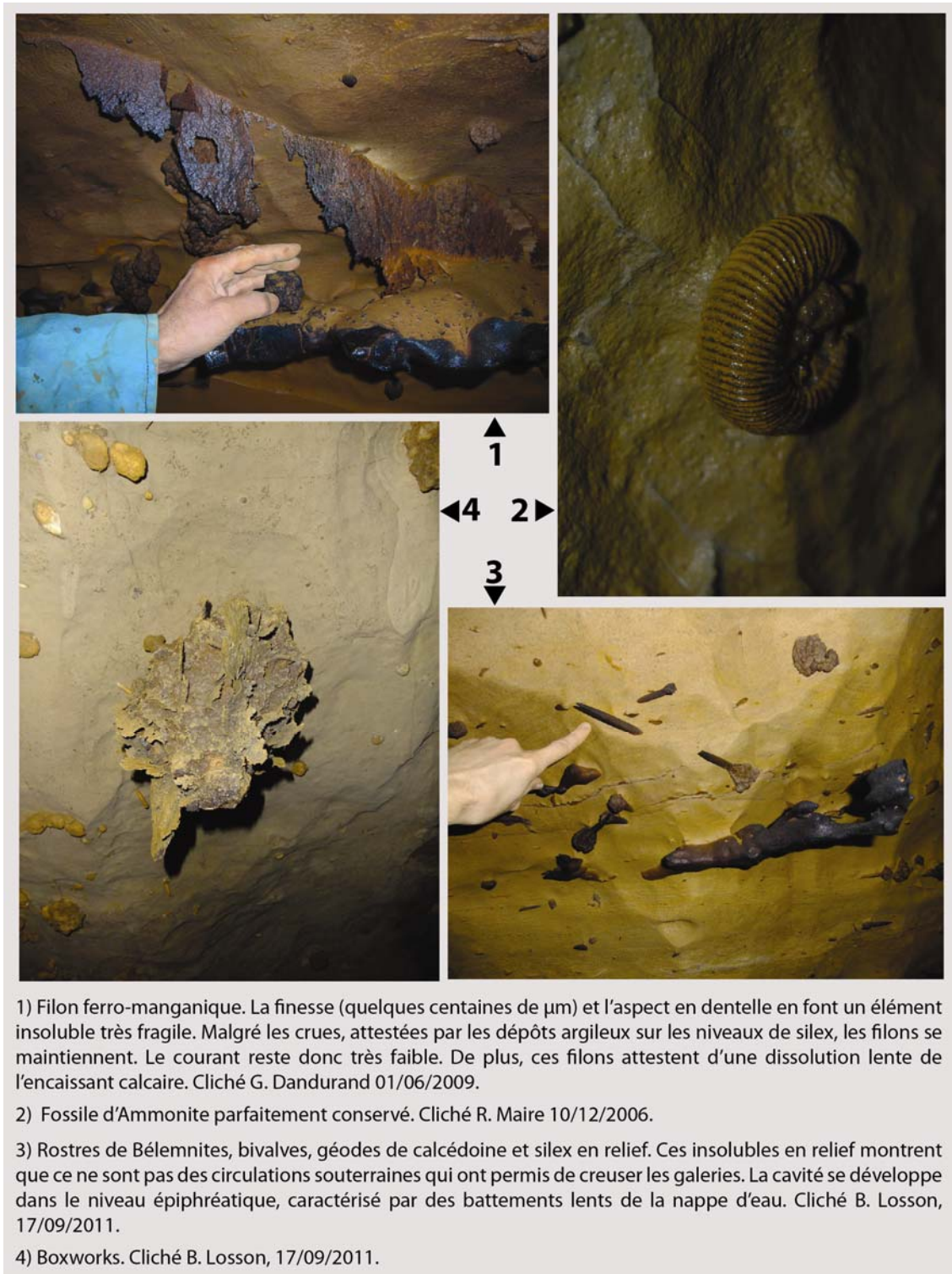


Figure 52 - Insolubles en relief. Boxworks, coupoles, cupules et insolubles en relief sur les parois sont les traces d'ennoyages et de dénoyages de la cavité.

3.4. Insolubles en reliefs (figures 51-52)

On remarque les insolubles qui apparaissent en relief à l'intérieur de l'éponte (rognons de silex, géodes de gypse) (figure 52). Tous les éléments insolubles qui apparaissent en relief au plafond et sur les parois des galeries attestent d'une dissolution lente. Rostres de Bélemnites, lits de silex, géodes de calcédoine, boxworks, filons ferro-manganiques indiquent l'absence d'un courant fort ou celle d'un remplissage comblant l'ensemble des conduits. La présence d'un remplissage colmatant les galeries aurait certainement érodé les éléments insolubles. L'hypothèse de conduits paragénétiques ne convient donc pas. Les insolubles en relief sont également de précieux indicateurs quant à la vitesse des courants. Ils ont été maintenus grâce à des écoulements très lents. Les filons ferro-manganiques présentent une légère courbure, signe d'un courant faible.

4. LE FONCTIONNEMENT HYDRODYNAMIQUE ACTUEL PAR BATTEMENT DE NAPPE

La caractérisation du fonctionnement hydrosédimentaire actuel s'appuie sur des mesures en continu des variations des hauteurs d'eau dans la cavité, conjuguées à des prélèvements de dépôts actuels. La dynamique hydrosédimentaire actuelle se caractérise par un battement cyclique de la nappe, avec des hauteurs d'eau maximum pendant les mois de décembre et février.

4.1. Matériels et méthode

Deux outils ont été utilisés : un « *luiuographe* » (Morel, 1996, 2006, 2009) et deux pièges multi-trappes à sédiments. La pose d'un « *luiuographe* » dans la galerie des Bélemnites a permis d'enregistrer en continu, depuis le 12 septembre 2007, les variations des hauteurs d'eau dans la grotte de la Fuie. Les pièges à sédiments n'ont pas fonctionné en partie à cause d'un diamètre trop étroit pour piéger les matières en suspension et les particules les plus fines.

4.1.1. Le « *luiuographe* »

Une description détaillée du « *luiuographe* » a été publiée par L. Morel (1996). Il s'agit d'une centrale autonome de mesures qui gère l'enregistrement des hauteurs d'eau, de température, de pression et de débit. L'avantage de cet appareil étanche et compact tient à sa totale autonomie, sans connexion aucune avec la surface. Un capteur de pression et un thermomètre de grande précision enregistrent, toutes les trois minutes, les données qui sont stockées dans une carte mémoire. Cet appareil permet de connaître la fréquence des crues, la hauteur de l'ennoiement, les temps de montée et de descente du niveau de l'eau. Corrélé à la pluviométrie cet appareil permet de mieux comprendre le système karstique souterrain : temps de réaction, stockage, circulation des eaux souterraines, temps de réponse (filtrage du karst).

Fixé à deux tiges en aluminium par des colliers en plastique, l'appareil a été placé à l'entrée de la Rivière des Bélemnites (figures 42-53). Tout contact direct entre le boîtier métallique et les tiges est évité. Il pourrait entraîner une oxydation de la surface de l'appareil qui détériorerait le capteur et par conséquent fausserait l'enregistrement du signal. Situé au niveau de la voûte mouillante, en appui contre une échelle graduée sur la droite, l'appareil est maintenu par les deux tiges profondément enfoncées dans un dépôt argileux. Le sommet du boîtier se situe au niveau de la graduation 50 cm. Trois campagnes de téléchargement des données ont eu lieu : le 08 août 2008, le 08 mai 2009 et le 28 août 2010. Les données récupérées lors de la dernière campagne montre que le « lurographe » avait cessé d'enregistrer les variations de hauteurs d'eau et de température depuis le 15 mai 2010. Au total, le « lurographe » a permis d'enregistrer des données hydrauliques et thermiques durant deux années et huit mois.

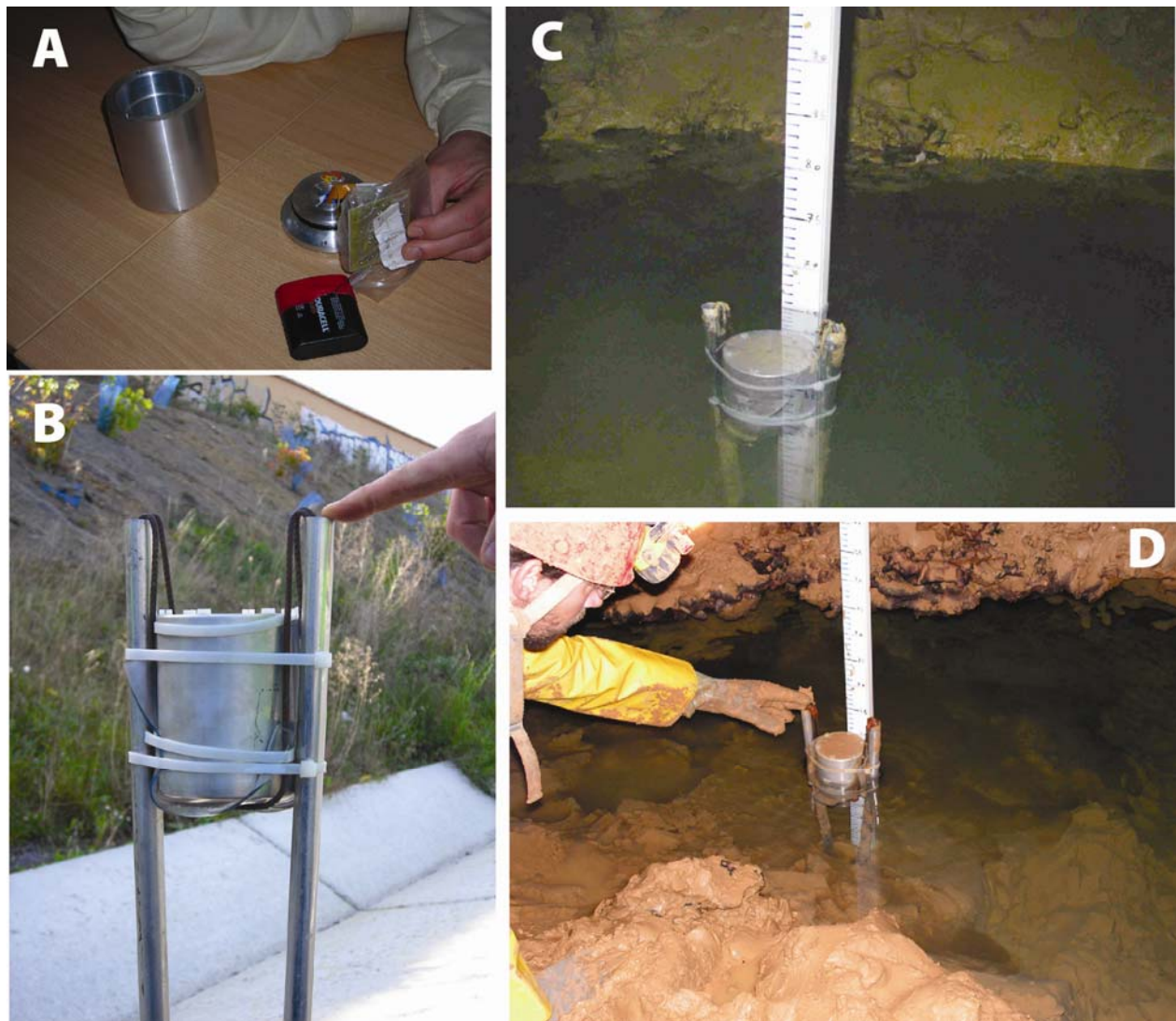


Figure 53 - Le lurographe. Centrale hermétique et autonome (A), le lurographe a été fixé sur deux tiges métalliques (B) permettant de l'enfoncer dans le remplissage de la rivière des Bélemnites à proximité d'une échelle graduée (C). Trois relevés ont permis d'avoir des enregistrements en continu des variations du niveau d'eau. Nous avons également récupéré et analysé le dépôt d'argile sur le boîtier (D).

4.1.2. Les pièges multi-trappes à sédiment (PMTS)

En juillet 2009, en vue de caractériser les dépôts de crue récents, deux pièges à sédiment ont été fabriqués sur le modèle des multi-trappes à sédiments (figure 54) développés par l'équipe EDYTEM de Chambéry (travaux en cours sur Choranche). Le premier piège est constitué de 4 mini-trappes, tubes PVC de 5 cm de diamètre, scellés sur un parpaing : un tube vertical de 70 cm ; un tube vertical de 45 cm ; un tube vertical de 35 cm avec un "T" supérieur ; un tube vertical de 15 cm. Le second piège est constitué de 4 mini-trappes, 2 tubes PVC de 10 cm de diamètre et 2 autres de 5 cm de diamètres : un tube vertical (\varnothing 8 cm) de 30 cm avec un "T" supérieur ; un tube vertical (\varnothing 8 cm) de 40 cm ; un tube vertical (\varnothing 5 cm) de 40 cm ; un tube vertical (\varnothing 5 cm) de 20 cm.

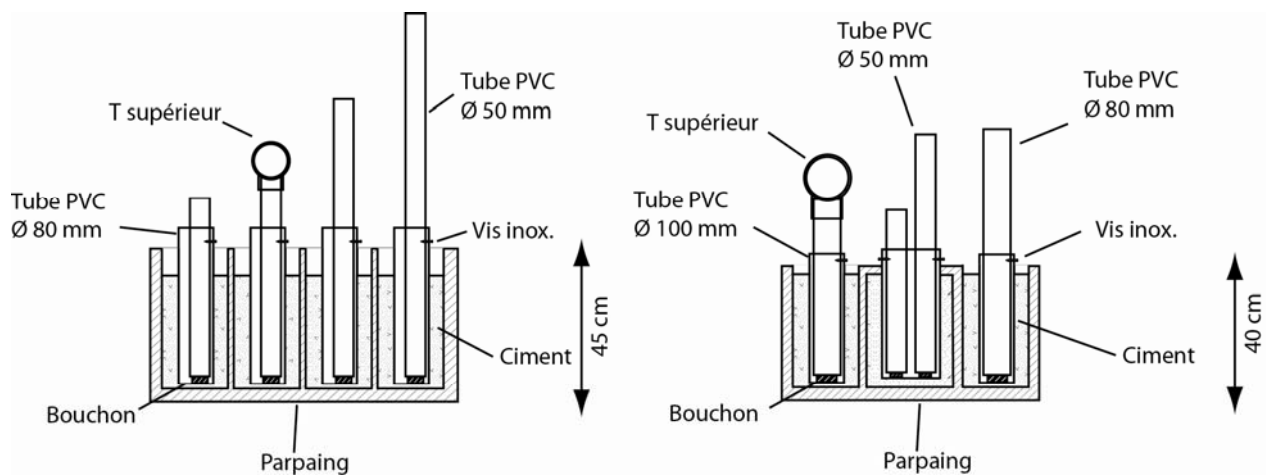


Figure 54 - Vue en coupe des deux pièges multi-trappes à sédiments. Système de tubes emboîtés, scellés à un parpaing. Le "T" supérieur doit permettre de créer un effet « venturi » afin de concentrer les sédiments en suspension. Photo gauche : installation d'un PMTS dans la rivière des Bélemnites. Au second plan de la photographie le LUIROGRAPHE émergé à 55 cm. (cliché : G. Dandurand, le 04/08/2009). Photo droite : installation d'un PMTS au puits d'entrée n° 2 (Cliché N. Frisch, le 04/08/2009).

Equipée d'un bouchon PVC vissé, chaque trappe verticale est fixée à l'aide d'une vis inox à un tube scellé sur le parpaing. Les tubes verticaux peuvent ainsi être retirés sans risque de perte de sédiments. Le premier PMTS est installé à quelques mètres en aval du LUIROGRAPHE dans la rivière des

Bélemnites, en travers d'un courant d'eau permanent en provenance d'un griffon au niveau du « lurographe ». Le choix de placer le piège à cet endroit est lié à l'ennoiement quasi-total de la galerie en hiver et au printemps, à proximité du « lurographe » afin de mettre en relation les dépôts avec les hauteurs d'eau enregistrées, notamment lors des crues les plus importantes. Un second piège a été placé au niveau de l'entrée n° 2 (puits artificiel) de la grotte, à 4 m du carrefour entre la galerie principale et celle qui mène à la salle de la Pieuvre. Placé contre la paroi, le parpaing a été enterré afin d'assurer sa stabilité lors des crues. Il est à signaler que les passages répétés des spéléologues dans la cavité en période de crue pourraient créer une turbidité et donc biaiser les résultats.

4.2. Analyses et résultats

4.2.1. Les données du « lurographe »

Les données brutes chroniques (pas de temps de 3 minutes) du « lurographe » mettent en évidence des variations importantes des hauteurs d'eau dans la cavité (figure 55). Etalonné sur la règle graduée, le lurographe a enregistré des hauteurs maximales de 3,30 m, qui correspondent à la hauteur maximale de la voûte, en janvier 2008 et en février 2009. En janvier 2010, la hauteur d'eau maximale a été de 3 m. Dans le même temps, un courant faible a été observé en hautes eaux (montée de la nappe), de l'ordre de 0,1 m³/s. La période des hautes eaux est comprise entre novembre et mars. La comparaison des variations des hauteurs d'eau avec les précipitations journalières ne montre pas une corrélation forte entre les hauteurs d'eau les plus élevées et les précipitations les plus importantes. On observe un déphasage, variable de 15 jours à un mois, entre les épisodes pluvieux de novembre 2007 et 2008 et les premières crues. Par contre la réaction est plus rapide, environ une semaine, entre les épisodes pluvieux du mois de janvier et la montée des eaux. Cette réactivité lente en fin d'automne s'explique probablement par la recharge de la nappe. Les effets de l'infiltration sont donc quasiment nuls, en raison du filtre que constitue la couverture tertiaire en surface. En revanche, pendant la période humide, la nappe étant rechargée, les variations des hauteurs d'eau enregistrées dans la grotte de la Fuie sont beaucoup plus sensibles aux précipitations.

La comparaison entre les précipitations journalières et les variations du débit de la Bonnieure montre une corrélation très forte. Les épisodes pluvieux se traduisent par une augmentation rapide des débits. En hautes eaux, les débits maxima dépassent les 12 m³/s. Cette forte réactivité s'explique probablement par la nature du substrat cristallin du bassin amont et par la petite dimension du bassin versant. Ceci se traduit par des décrues rapides (pente très forte de la courbe) et des tarissements à pente très faible. A l'inverse, le lurographe témoigne d'une baisse lente et progressive (pente faible) du niveau de l'eau. Cela se remarque notamment entre deux pics de crue. Alors que la courbe de variations des débits de la Bonnieure montre un creux net et prononcé, les différences de hauteurs du niveau d'eau dans la cavité sont beaucoup moins marquées, en raison de l'effet tampon joué par la nappe.

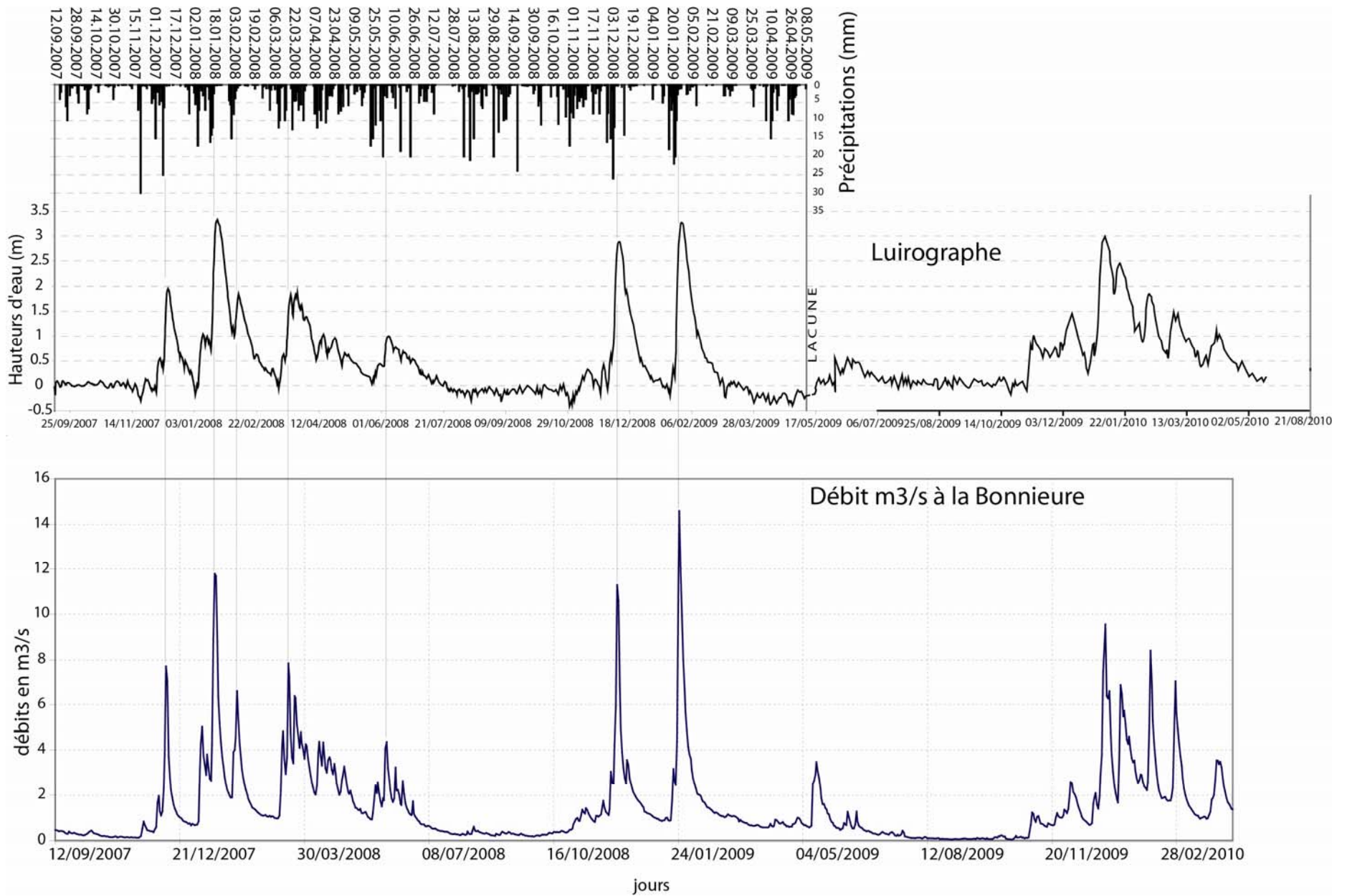


Figure 55 - Comparaison de l'histogramme des précipitations journalières (station de Chasseneuil), des courbes des variations des hauteurs d'eau enregistrées par le lurographe dans la grotte de la Fuie et des débits de la Bonnieure (station de Saint-Ciers).

En basses eaux, les valeurs négatives enregistrées par le luirographe s'expliquent par les variations de la pression atmosphérique, l'appareil étant émergé. La diminution soudaine de la courbe pendant un épisode pluvieux témoigne de phénomènes dépressionnaires plus ou moins forts.

Ainsi, les variations des hauteurs d'eau enregistrées par le luirographe dans la galerie des Bélemnites témoignent des battements de nappe caractéristiques de la zone épiphréatique.

4.2.2. Les pièges sédimentaires

Les pièges multi-trappes à sédiments n'ont pas permis d'enregistrer les dépôts des crues récentes. Ce type de modèle ne semble pas adapté à un régime hydrologique de ce type caractérisé par un processus de décantation.

Les seuls dépôts de crue récente dont nous disposons ont été récupérés sur le boîtier du luirographe. Cet échec des pièges à sédiment prouve que le régime hydrologique actuel se caractérise par des courants très faibles, voire nuls, favorisant une sédimentation par décantation. Les résultats de l'analyse de ces dépôts de décantation sont présentés dans le chapitre 6.

Conclusion

Pour la première fois une spéléogénèse par fantômisiation dans un réseau jeune et fonctionnel a pu être démontrée en Charente. La comparaison des mécanismes mis en jeu dans d'autres régions (Rodet, 1996 ; Vergari, 1996 et 1998 ; Tognini, 1999 ; Quinif, 2010 ; Bruxelles, 2001 ; Rodet *et al.*, 2006) met en évidence l'altération de la masse carbonatée dont la structure générale est maintenue (squelette d'insolubles et d'argiles). Les longues périodes d'émersion se sont traduites en surface par des crypto-karsts probables et en profondeur par le développement de racines et de couloirs d'altération. Puis une phase évolutive plus active (potentiel hydraulique) permet la création d'un vide à partir de l'évacuation du pseudo-endokarst au sens de A. Vergari (1998) et Y. Quinif (2010). Ce vide donne accès à la zone épinoyée dans la grotte de la Fuie qui est caractérisée par des remontées du toit de la nappe karstique, dont l'enregistrement par le luirographe a permis de préciser les modalités.

Le réseau connaît des phases régulières d'ennoiement total par remontée du toit de la nappe phréatique. Ces variations du niveau d'eau ont permis la sédimentation d'un puissant remplissage dont l'étude (chap. 6) va permettre de mieux comprendre les variations complexes du flux et reflux de la nappe, principalement au cours de l'Holocène.

Chapitre 4

La grotte du Bois du Clos, un exemple de grotte « ancienne » avec regard sur la nappe karstique

Introduction

Située au Sud de la forêt de la Braconne et à environ 5 km au Nord-Est des sources de la Touvre, la grotte du Bois du Clos est une cavité exceptionnelle en Charente (Association de Recherches Spéléologiques de La Rochefoucauld, 1991 ; Association de Recherches Spéléologiques de La Rochefoucauld et Comité Départemental de Spéléologie de la Charente, 1998). Elle s'ouvre dans le secteur de l'Ermitage (X : 442,28 ; Y : 2077,74 ; Z : 110 m), sous un couvert forestier plutôt clairsemé et à proximité des méga-dolines d'effondrement, les Trois Fosses - aujourd'hui obstruées -, la Fosse Redon et les deux Fosses emboîtées de l'Ermitage (figure 56).

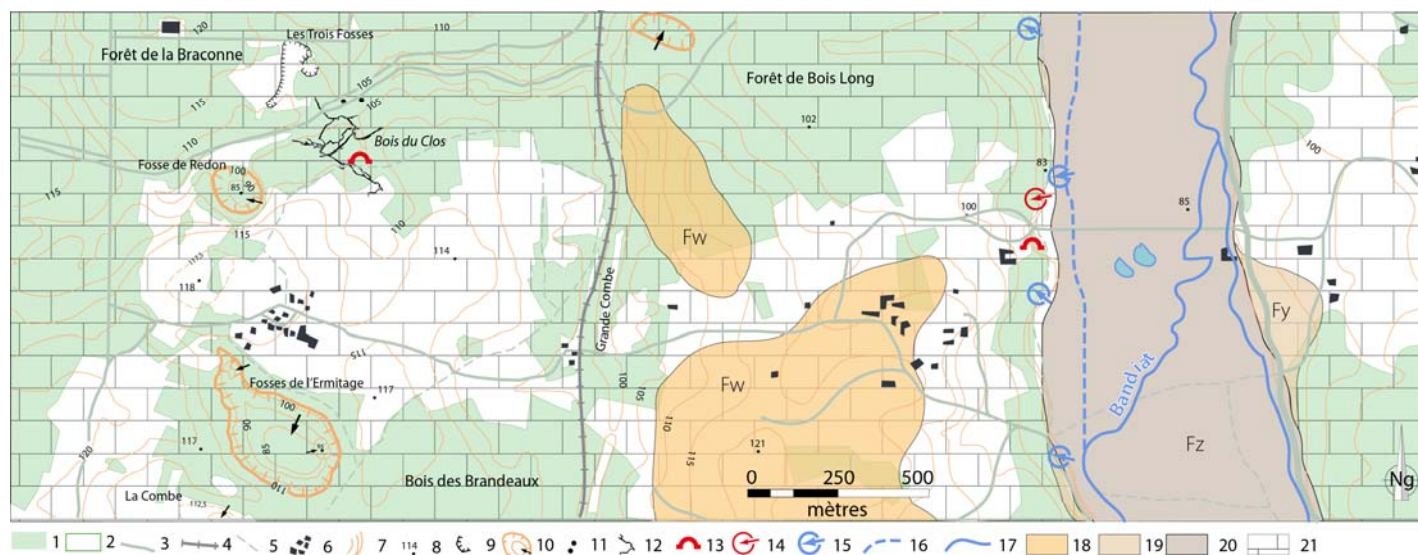


Figure 56 - Localisation de la grotte du Bois du Clos. Le secteur présente un certain nombre de phénomènes karstiques remarquables. Au Sud du village de l'Ermitage se développe la plus grande fosse charentaise, 550 m de long, 250 m de large, 40 m de profondeur. Au Nord, deux dolines d'effondrement importantes, la Fosse de Redon ou Ronde et les Trois fosses, de nos jours obstruées. A l'Est la vallée sèche de la Grande Combe et son affluent qui se développe au-dessus de la cavité. A proximité de la grotte, deux puits ont été découverts. Ils se développent à la faveur de fractures orientées NE-SW. Le lien entre ces formes de surface et le réseau souterrain est attesté par les directions des galeries explorées qui se dirigent l'une vers les Trois Fosses, l'autre vers la Fosse Redon. Légende : 1. Forêt ; 2. Terres cultivées ; 3. Route principale ; 4. Voie ferrée ; 5. Chemin forestier ; 6. Habitations ; 7. Courbes de niveau ; 8. Point coté ; 9. Fossé ; 10. Doline ; 11. Petits avens ; 12. Réseau souterrain ; 13. Entrée de cavité ; 14. Paléoperte ; 15. Perte active ; 16. Paléo-chenal du Bandiat réutilisée en crue ; 17. Chenal actuel du Bandiat ; 18. Terrasse supérieure ; 19. Terrasse moyenne ; 20. Alluvions récentes ; 21. Calcaire oxfordien oolithique.

1. CONTEXTE GEOLOGIQUE ET PRESENTATION DE LA CAVITE

Le réseau labyrinthique, reconnu et topographié, se développe sur 1 400 m, dans les calcaires récifaux de l'Oxfordien supérieur. Les deux orientations principales des galeries sont NO-SE et NE-SO. Elles indiquent un lien très probable avec la Fosse Redon et les Trois Fosses. Les axes majeurs de fracturation de la cavité (NO-SE) sont parallèles à la direction générale de la fracturation régionale (figure 57).

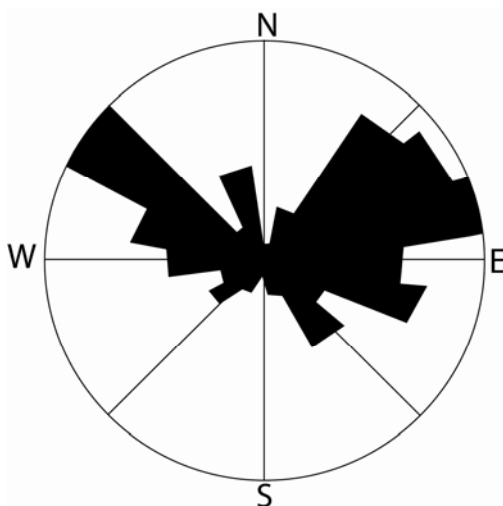


Figure 57 - Diagramme en rose des directions de fractures relevées dans la grotte du Bois du Clos (Bussard, 1991).

La découverte du Bois du Clos est le résultat d'une longue histoire qui débuta avec les campagnes charentaises de Norbert Casteret en 1936 en compagnie, entre autres, de Roger Massonaud (Ridoin, 1990). Ce dernier note au niveau de l'Ermitage, « *un trou [duquel] sort en hiver une buée* » (cité par Ph. Bussard, 1991). Les premiers travaux de désobstruction sont entrepris par l'Association Spéléologique Charentaise (ASC) en 1968, mais ne permettent pas de dépasser 15 m de développement. En 1978, une autre association spéléologique charentaise, l'Association de Recherches Spéléologiques (ARS) poursuit la désobstruction. Durant la fin des années 1980, les découvertes et les explorations en vierge s'enchaînent. En 1991, la majeure partie du réseau (galerie des Gours, salles de la Boue et des Lacs, galeries Chet, de Pâques et de l'Ancien) est découverte et topographiée. Il est à noter que bien que le Bois du Clos soit une cavité semi-active, elle est l'une des deux cavités charentaises qui donne accès au réseau noyé (salle des Lacs). Le lac dit du « Potier » a été plongé jusqu'à - 35 m. Mais la profondeur atteinte lors de cette plongée n'en constitue pas le fond ; la mauvaise visibilité (matières en suspension) a fortement limité la recherche d'un conduit. En tout état de cause, la grotte du Bois du Clos est la cavité la plus profonde de Charente avec un dénivelé cumulé de 92 m (57 m dans le réseau sec + 35 m effectués en plongée). Son intérêt spéléologique et hydrologique est incontestable.

Par ailleurs, des fouilles paléontologiques ont été entreprises à la fin des années 1990. Un gisement a été découvert au fond de la galerie des Os. Fouillé par J.-F Tournepiche (paléontologue et conservateur au Musée d'Angoulême), le site a donné une faune de rennes, de bisons et de cheval. Un os de cheval a été daté au ^{14}C par V. Dujardin et S. Tymula (2005), donnant > 51 500 ans BP (Paléolithique moyen). Nous n'avons pas réussi à obtenir plus de précisions relatives à ces datations sur faunes.

Commune	Site	Couche	Echantillon	Date BP	Référence laboratoire
Pranzac	Bois du Clos	Unique	Os Cheval	> 51 500	OxA-10421 et LYON-1375
Chazelles	Le Quéroy	11b	Os	10 150 ± 180	Gif-5130
Chazelles	Le Quéroy	IIIa	Os	12 590 ± 140	Gif-5325
Chazelles	Le Quéroy	Ib	Os	12 800 ± 140	Gif-5324
Vilhonneur	Cave Chaude	BDR1	Os Panthère	> 54 100	OxA-10422 et LYON-1378
Vilhonneur	Cave Chaude	BDR3	Os Hyène	> 50 600	OxA-10336 et LYON-1379

Tableau 12 - Sites à faune sur le karst de La Rochefoucauld (Dujardin et Tymula, 2005).

La faune découverte a été retrouvée dans un éboulis perché au-dessus de la salle des Os, se situant à 3 m seulement sous la surface. Elle a été piégée probablement par un aven qui permettait un accès naturel au reste du réseau souterrain, dans un contexte environnemental caractéristique du Paléolithique moyen.

2. PHYSIONOMIE ET MORPHOLOGIES DE LA CAVITE

Le réseau du Bois du Clos est structuré par au moins quatre niveaux (figure 58). Les deux niveaux inférieurs sont en partie inaccessibles. Le niveau le plus bas correspond à une galerie noyée reconnue très partiellement lors d'une plongée en 1991. Toute la partie inférieure a été colmatée par une formation argilo-sableuse et des blocs effondrés. Seuls les deux niveaux supérieurs sont accessibles.

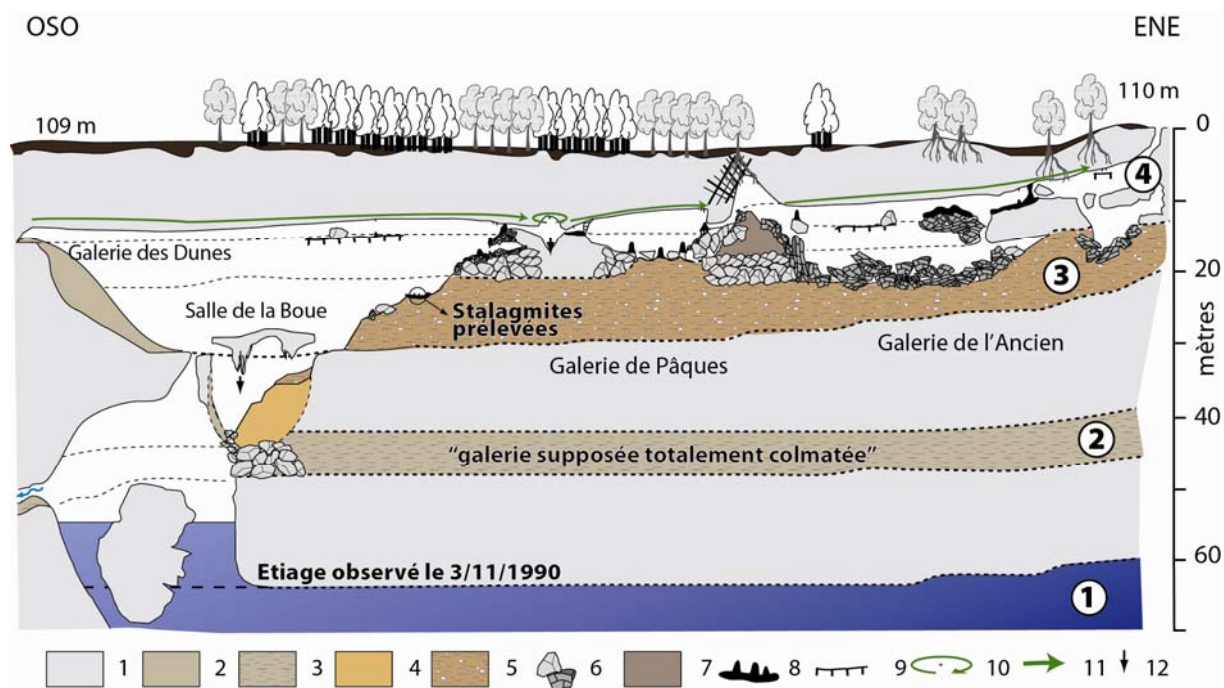


Figure 58 - Coupe transversale de la grotte du Bois du Clos. (1) Niveau noyé ; (2) Niveau colmaté inaccessible ; (3) Niveau partiellement colmaté ; (4) Niveau supérieur Légende : 1. Encaissant calcaire de l'Oxfordien supérieur ; 2. Fantôme de roche sous forme de farine calcaire ; 3. Colmatage d'un niveau inférieur inaccessible ; 4. Remplissage de la salle la Boue ; 5. Remplissage d'un niveau intermédiaire : cailloutis et clastes de desquamation ; 6. Blocs effondrés ; 7. Eboulis ; 8. Plancher stalagmitique ; 9. Pseudo banquette-limite ; 10. Coupole ; 11. Chenal de voûte ; 12. Soutirage.

réseau intermédiaire après avoir désescaladé un chaos de blocs plurimétriques. La galerie se développe alors de façon rectiligne sur plus de 110 m de long. Sa largeur n'excède pas 8 m. Le plancher est constitué par un épais chaos de blocs de tailles décamétriques à métriques. Les parois verticales sont affectées par des diaclases de détente. De nombreux clastes de desquamation jonchent le sol. On repère également dans des poches parfois profondes des résidus de remplissages anciens de couleur brune voire rouge. Une concrétion ferro-manganique en a été extraite. Elle témoigne d'un paléokarst très ancien.

La hauteur jusqu'au plafond est d'environ 10 m. On peut reconnaître les banquettes latérales qui délimitent l'ancien plancher du niveau supérieur, aujourd'hui effondré. Des blocs reposent en opposition sur ces banquettes sur lesquels ont poussé des stalagmites.

Le chenal de voûte repéré dans la première partie du réseau se poursuit sur toute la longueur de la galerie de l'Ancien. Il s'est développé à la faveur d'une faille que l'on peut repérer dans la partie terminale de la galerie. Celle-ci semble avoir principalement évolué par détente. La galerie se termine en cul-de-sac. Le plafond est à cet endroit percé par une cheminée d'équilibre élargie à sa base en fontis au pied duquel on note la présence de sables grossiers et de graviers. Son escalade permet l'accès à la galerie de Pâques par l'intermédiaire d'un laminoir en partie colmaté par un épais plancher stalagmitique.

L'entrée de la galerie de Pâques se fait donc par le niveau supérieur. Elle donne immédiatement sur un éboulis de blocs décamétriques en partie recouverts de concrétions. Le chenal de voûte est toujours bien visible sur toute la longueur de la galerie. Après la désescalade de l'éboulis, la progression se fait essentiellement dans la partie supérieure du réseau. La galerie s'étend rectiligne jusqu'à la salle de la Boue. Ses dimensions sont plus modestes que la galerie de l'Ancien : environ 80 m de long, 6 m de large et 3,50 m de hauteur maximale. Deux parties ont pu être distinguées. La première partie de la galerie donne accès au réseau inférieur. Mais ce dernier est, en grand partie, colmaté par des dépôts argilo-sableux et des blocs effondrés. Là encore des blocs de détente détachés des parois ont été reconnus. Des concrétions se sont développées sur des blocs en opposition. Plus loin une forme en dépression comblées par des dépôts argileux indique un ancien soutirage important en lien avec le réseau inférieur qui se développe à quelques mètres sous nos pas. Au droit de cette dépression on reconnaît une marmite de plafond d'environ 60 cm de diamètre. La seconde partie de la galerie permet de rejoindre le réseau inférieur, après une désescalade de 3 m environ à travers un chaos de blocs décamétriques, recouverts eux aussi de concrétions. La hauteur s'accroît en passant à environ 15 m. Le chenal de voûte et les banquettes limites sont toujours reconnus. Les parois verticales ne présentent aucune trace d'érosion fluviale. Des dépôts ferro-manganiques sur les parois indiquent la présence d'un ancien niveau sableux qui constituait la partie supérieure du remplissage. Suspendue d'une dizaine de mètres au-dessus de la salle de la Boue, la galerie de Pâques se prolonge par la galerie des Dunes.

Située dans le prolongement de la galerie de Pâques, mais séparée d'elle par la salle de la Boue, la galerie des Dunes se développe sur 25 m de long, mais se termine brusquement sur un cul-de-sac. La continuité entre les deux galeries se marque par le chenal de voûte et les banquettes limites clairement reconnues. La galerie des Dunes est néanmoins très originale. Elle se caractérise par un dépôt blanc, sorte de farine calcaire. Ce dépôt forme un amoncellement, d'environ 10 m de haut, dominant la salle de la Boue, mais séparé de celle-ci par un éperon rocheux de 3,50 m de

haut. A la base de la galerie et le long de l'éperon rocheux, un puits sub-vertical étroit rectiligne donne accès à la salle du Lac, située une quinzaine de mètres plus bas.

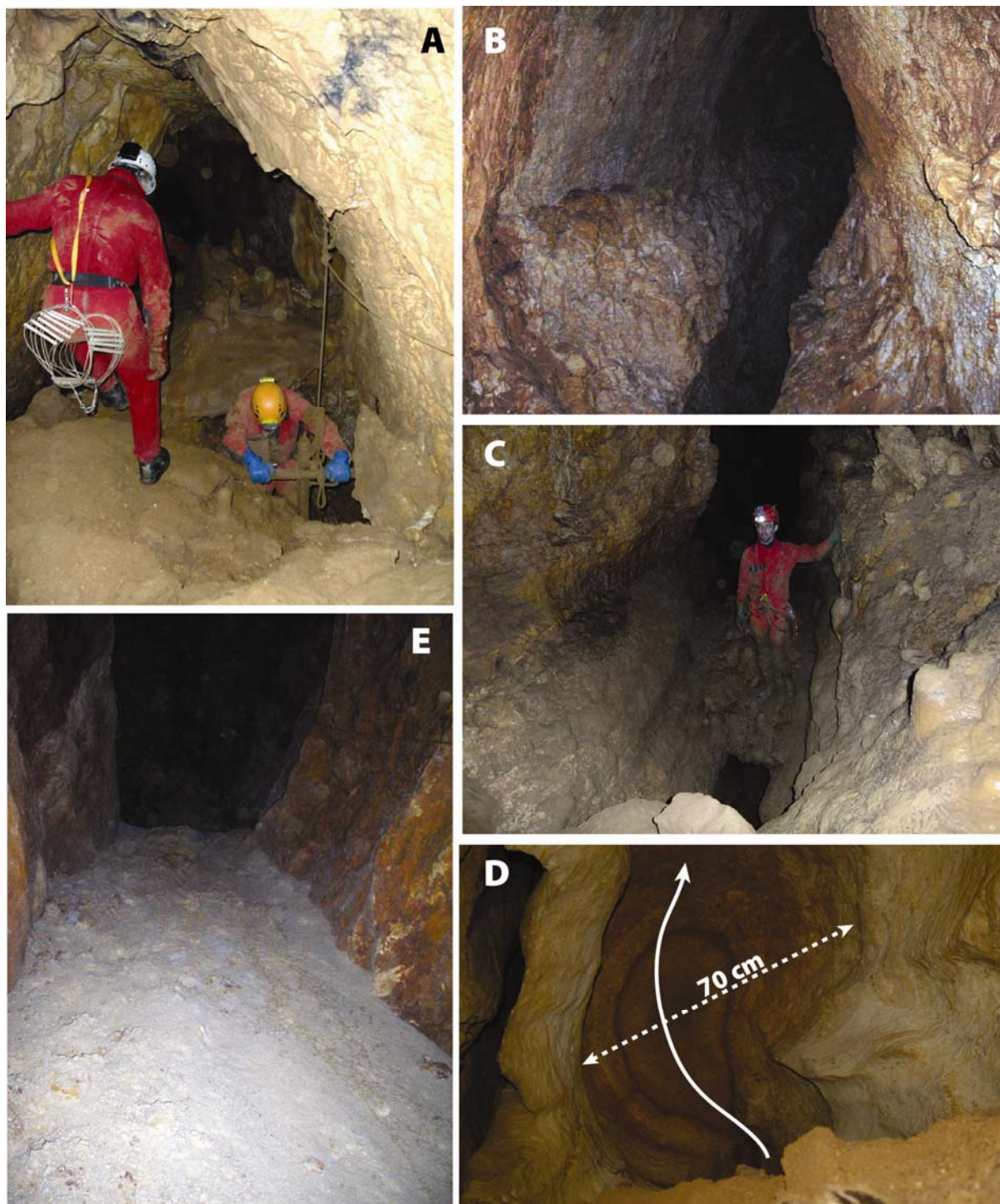


Figure 60 - Morphologies et formations du niveau supérieur (1). Galerie de l'Ancien concrétionnée (A). Pseudo-banquette limite dans la galerie de l'Ancien (B et C). Marmite de plafond liée à des écoulements lents en régime noyé (D). Galerie des Dunes, le dépôt blanc a l'apparence d'un sable, mais il s'agit en réalité d'une farine calcaire issu de l'altération de la roche encaissante, preuve matérielle d'une fantômisiation (E).

2.2. La salle de la Boue, la salle des Lacs et la Rivière des Bras Cassés (niveaux 3 et 4)

Vaste salle de 30 m de haut et de 25 m de diamètre, la salle de la Boue est à la fois l'un des débouchés aval du réseau du Bois du Clos et une « salle-relais », connectée au reste du réseau profond (salle des Lacs). Elle forme une grande dépression en entonnoir dans un puissant remplissage argileux qui se situe à l'interconnexion de la galerie de Pâques, de la galerie des Dunes, de la galerie de Gours et de la salle des Lacs. Elle occupe donc une position de carrefour dans la cavité. Ses parois abruptes sont recouvertes d'un dépôt argileux dont la limite supérieure indique clairement le niveau d'un paléo-remplissage, aujourd'hui en partie soutiré, qui devait atteindre le plancher des galeries des Dunes et de Pâques. Ce soutirage a mis à jour une coupe naturelle reconnue dans la partie orientale de la salle. Elle révèle que les galeries des Gours et de Pâques sont partiellement comblées, sur au moins 5 m de hauteur, par une puissante séquence sédimentaire détritique. Ce remarquable remplissage n'a pas été reconnu dans la galerie des Dunes.

La salle des Lacs représente le point le plus bas du réseau (- 55 m environ). Les deux lacs reconnus sont en réalité un seul et même lac (lac du Potier), plongé jusqu'à 35 m de profondeur sans que le fond ne soit atteint. Lors de la plongée, un courant d'eau a été perçu en surface jusqu'à 15 m de profondeur. A la base des parois, on observe des encoches et des lits de dépôts argileux témoignant des anciennes variations du niveau du lac. Ce dernier est dominé par une cheminée d'équilibre de plusieurs dizaines de mètres de haut.

Du côté opposé, vers l'ouest, la découverte en 1996 de la galerie de la Rivière des Bras Cassés a permis de compléter la topographie et la structure du réseau du Bois du Clos. La galerie s'ouvre quelques mètres au-dessus du niveau actuel du lac du Potier. Un ruisseau s'y écoule temporairement en période de hautes eaux. Ce boyau étroit, de 50 m de longueur, tapissé d'un épais dépôt argileux, fonctionne donc en période de hautes eaux comme le déversoir du lac du Potier. Il se termine sur un pincement à - 57 m.

3. MORPHOLOGIES

L'analyse morphologique du Bois du Clos a permis de mettre en évidence une évolution polyphasée complexe et ancienne de cette cavité. D'un point de vue morphologique, l'observation des galeries a permis de repérer des chenaux de voûte, des banquettes limites, des marmites de plafond, des pendants de voûte, des terminaisons de conduits sur fissures en cul-de-sac et des trémies (figures 61-62). En spéléogénèse classique par dissolution directe de la roche, ces formes pariétales et de plafond sont associées à une genèse en régime noyé de type paragénétique, c'est-à-dire acquises par corrosion remontante au-dessus d'un remplissage de décantation progradant (Renault, 1967). Mais des formes identiques peuvent également se retrouver dans des grottes dont l'origine de type fantômisiation a été avérée comme dans les carrières du Hainaut en Belgique, notamment dans la grotte Quentin (Quinif, 2010).

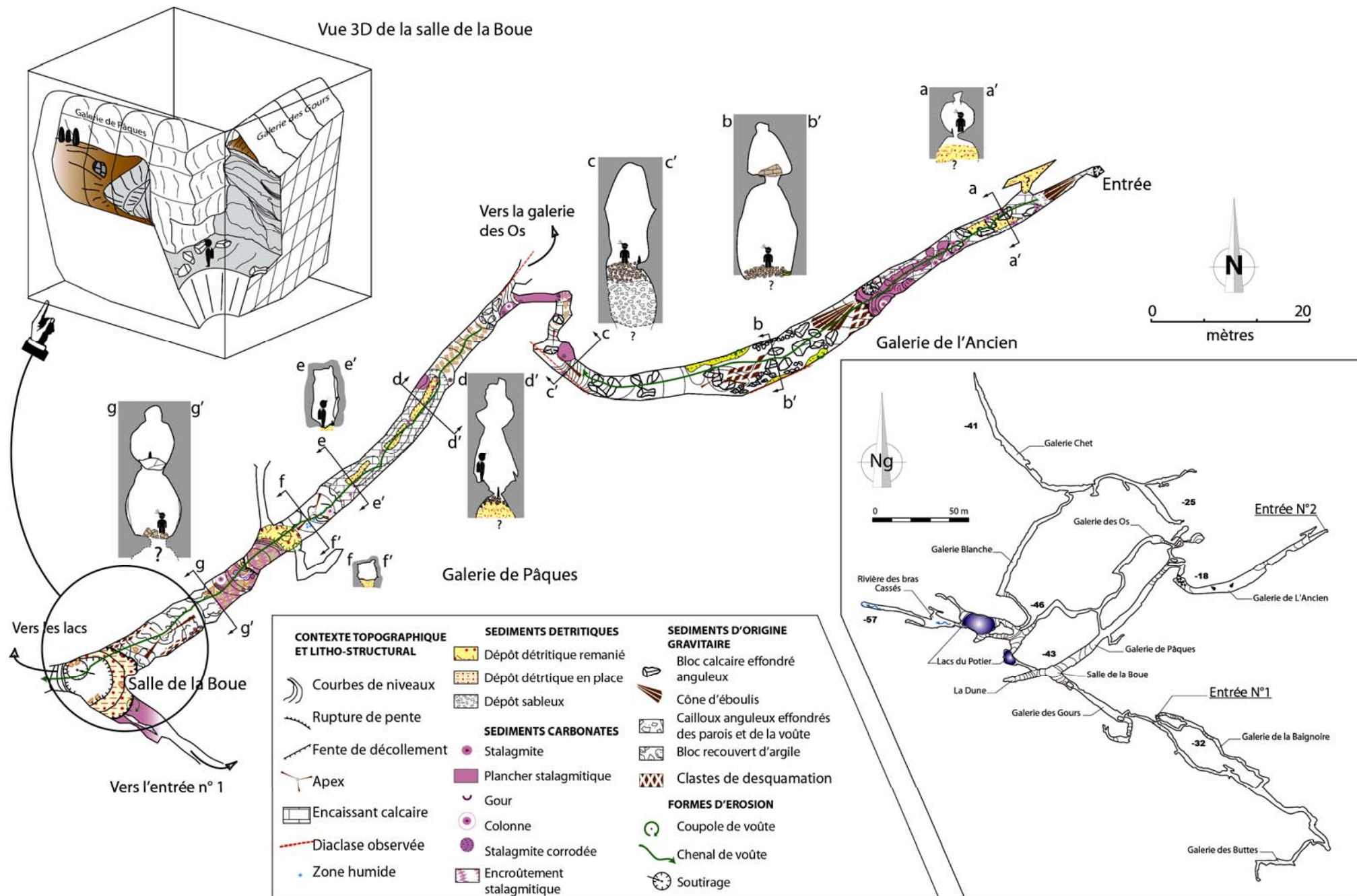


Figure 61 - Carte morphologique de l'axe principal de la grotte du Bois du Clos.

3.1. Les formations gravitaires

Les effondrements généralisés ont été reconnus dans la galerie de l'Ancien, dans la galerie de Pâques ou encore dans la galerie Chet. Ces galeries présentent des caractéristiques morphométriques communes : haute voûte, largeur supérieure à 6 m, profil méandrique. Les mécanismes d'effondrement correspondent à des phénomènes de détente actifs sur la paroi et des rééquilibrages mécaniques des voûtes.

Les éboulis, les chaos de blocs, les blocs en opposition qui reposent en équilibre sur des banquettes limitées et les pans de parois basculés sont les formes les plus couramment observées. Elles attestent de processus gravitaires prédominants dans le niveau supérieur de la cavité.

3.2. Chenaux de voûte et marmites de plafond

Les chenaux de voûte de la grotte du Bois du Clos sont remarquables. Malgré leur diamètre assez petit (environ 60 cm), ils se développent tout le long des galeries de Pâques, de l'Ancien des Dunes et des Gours. L'entrée n° 2 permet de progresser dans le réseau supérieur et donne accès directement au chenal de voûte de la galerie de l'Ancien. D'un diamètre de 70 cm environ, il se déploie sur la totalité des galeries de Pâques et de l'Ancien sur un axe NE-SO en suivant parfois des fractures importantes. Le sens de l'écoulement n'est pas pu être défini. Deux marmites de plafond ont également été reconnues, l'une dans la galerie de Pâques, l'autre au-dessus de la coupe dans le remplissage de la salle de la Boue. D'un diamètre de 70 à 80 cm et profondes de 30 à 40 cm, elles sont positionnées au droit de zones de soutirage.

Ces formes de corrosion sont traditionnellement associées à une spéléogenèse de type paragénétique (Renault, 1967), c'est-à-dire à un creusement en régime noyé, avec des circulations d'eau lentes sur un remplissage progredient. Mais ce type de morphologie peut être aussi une empreinte de la fantômisiation. L'observation des cavités ouvertes dans le front de taille de la carrière de Peusec a permis de reconnaître des chenaux et des coupoles. Or il a été démontré que ces cavités ont une origine fantômisée. Donc certaines morphologies issues de la fantômisiation sont indiscernables des formes de corrosion classiques. En conséquence, l'hypothèse d'une origine fantômisée de la grotte du Bois du Clos ne peut être écartée ; les chenaux et marmites de plafond doivent être réinterprétés en fonction du contexte et des autres morphologies reconnues.

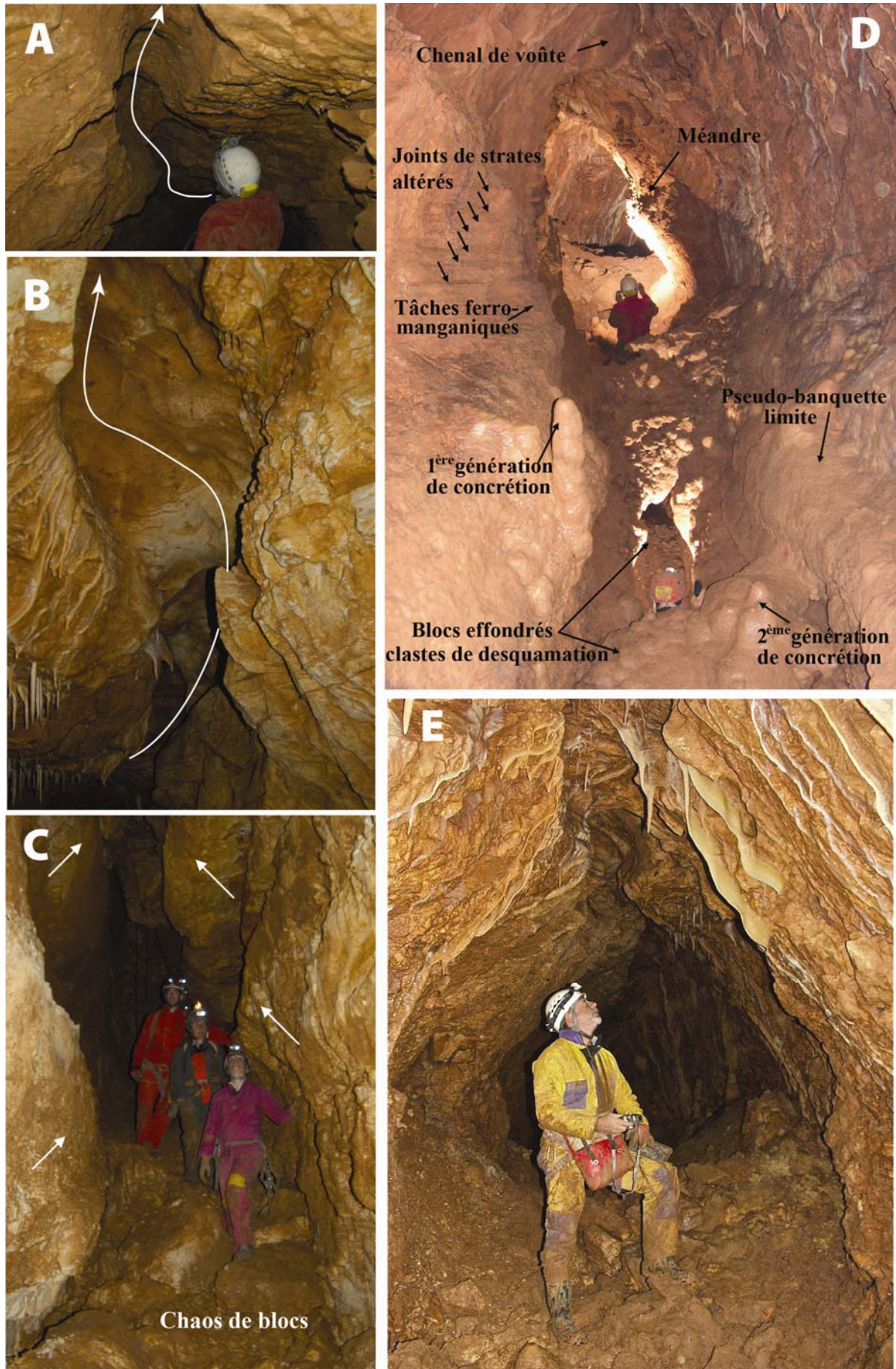


Figure 62 - Morphologies des galeries de la grotte du Bois du Clos. (A et B) Chenal de Voûte au début de l'entrée n° 2 dans la galerie de l'Ancien (Bois du Clos). Coupole qui recoupe le chenal (B). Cliché R. Maire 02/07/2006. (C) Galerie de l'Ancien à la base du puits équipé en échelle fixe. Les flèches indiquent les banquettes latérales (pseudo-banquettes limites). Au-dessus des trois personnages on remarque les blocs effondrés du niveau supérieur qui reposent en opposition sur les banquettes latérales. Les cannelures verticales sur la paroi de droite sont la marque de ruissellement entre la paroi et l'ancien remplissage. Elles témoignent de la puissance du remplissage détritique qui devait combler l'ensemble des galeries. (D) Galerie de Pâques développée dans les niveaux supérieurs du réseau. Les traces d'oxydes ferro-manganiques sur les parois témoignent d'un puissant remplissage qui occupait l'ensemble de la cavité. Le soutirage a dégagé les galeries. La grande stalagmite sur la gauche de la photo témoigne d'une première phase de concrétionnement, suivie par un effondrement partiel du plancher de la galerie supérieur. Une seconde phase de concrétionnement a permis le développement d'un plancher stalagmitique qui scelle les blocs effondrés. Cliché D. Doucet 09/08/2009. (E) Galerie de Pâques, niveau supérieur. On voit le chenal de voûte qui méandre au plafond. La forme en « V » renversé, les tâches ferro-manganiques et les cannelures subverticales sur les parois indiquent la présence d'un ancien dépôt détritique qui devait colmater l'ensemble de la galerie. (Cliché F. Guichard, le 18 septembre 2011).

3.3. Pseudo-banquettes limites, pendants de voûte et trémies

Les banquettes-limites sont généralement interprétées comme des formes de corrosion, liées à l'élargissement des parois à partir d'un remplissage postérieurement évacué (Renault, 1967 ; Maire, 1980 ; Camus, 2003). Logiquement il est donc possible de corréliser les banquettes et les remplissages. Les banquettes sont le signe d'une stabilisation du niveau des sédiments (Choppy, 2008). Leur étagement indique ainsi les phases successives de mise en place de dépôts puis de leur déblaiement. Le surcreusement confère à la galerie une morphologie en « trou de serrure ».

Dans notre cas, trois niveaux étagés de banquettes ont été reconnus. Là encore leur interprétation reste complexe. Associés aux pendants de voûtes, repérés notamment dans la salle de la Boue, ils pourraient indiquer la présence d'un remplissage détritique dans toute la galerie. Leur formation, en relation avec l'action corrosive des argiles (acidité qui permet l'absorption des ions Ca^+), serait liée à un paléoremplissage sur lequel un écoulement en régime noyé favoriserait le creusement par le haut de la galerie.

Mais là encore un certain nombre de questions persiste. A partir de l'observation des cavités dans les carrières, il a été possible de démontrer que des pseudo-banquettes limites peuvent se former au contact du calcaire sain et du fantôme de roche. Une fois le fantôme de roche évacué, la pseudo-galerie présente un aspect méandrique, un profil en « trou de serrure » et des banquettes limites, pourtant si caractéristiques des galeries paragenétiques. Là encore on s'aperçoit que des confusions sont possibles ; les processus de fantômisations obligent à réinterroger l'interprétation classique des morphologies endokarstiques. L'origine des pseudo-banquettes limites est obscure dans la mesure où elles ne sont pas corrélées avec les terminaisons des galeries. En effet, les galeries Chet et des Dunes sont bloquées par des trémies qui correspondent à des fantômes de roche répandus en nappe sous forme de farine calcaire. Ces talus de fantôme de roche recoupent les pseudo-banquettes limites très altérées. Mais le fonctionnement par battement de la nappe a dégagé la quasi totalité des fantômes de roche. Si le fonctionnement hydrologique s'était caractérisé par une rivière souterraine il aurait très probablement subsisté davantage de zones altérées. Mais le décolmatage quasi complet des résidus de l'altération a laissé des vides qui ont par la suite évolué sous des conditions classiques d'une cavité

fossile, évolution marquée surtout par des mouvements gravitaires et des précipitations de calcite. Les processus de fantômisations ne sont donc presque plus visibles, du moins en apparence.

4. LES FANTOMES DE ROCHE, ANALYSE PETROGRAPHIQUE

Pourtant, la preuve d'une spéléogénèse ancienne par fantômisations a été apportée par la découverte de fantômes de roche à l'extérieur et dans la cavité : puits d'entrée, salle de la Boue, galerie Chet, galerie des Dunes. A l'aplomb de la cavité, le calcaire oxfordien présente un faciès altéré typique (chap. 1). Les morceaux de calcaire, échantillonnés dans la salle de la Boue (échantillons 12, 242 et 243), ont une perte de masse volumique de plus 25 %. En section coupée, la roche présente de nombreux pores millimétriques à micrométriques affectant le fond micritique. Des recristallisations postgénétiques apparaissent dans certains vides. Dans la grotte, plusieurs prélèvements ont été étudiés en pétrographie. Les résultats obtenus invitent à reconsidérer la formation des galeries qui présentent des formes apparemment classiques d'une spéléogénèse paragénétique.

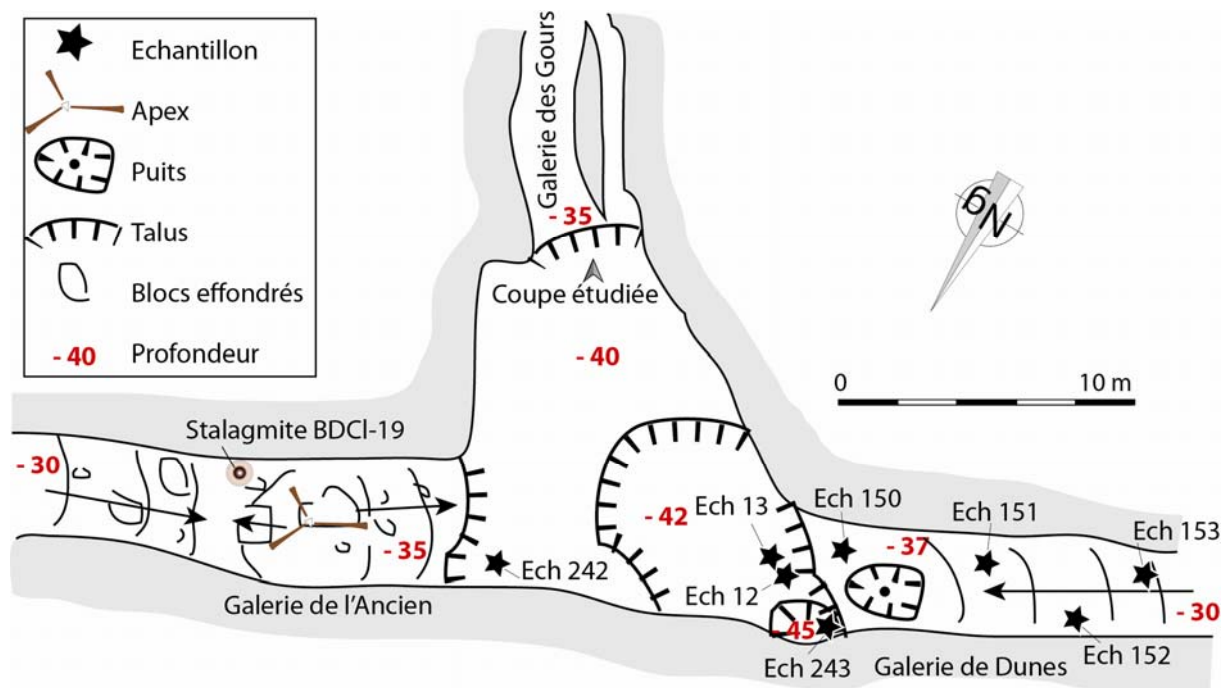


Figure 63 - Plan de la salle de la Boue et localisation des échantillons.

4.1. Galerie Chet (ech.31) (figure 64)

La galerie Chet se situe dans la partie nord du réseau. L'échantillon montre un calcaire altéré (figure 64), avec une perte de masse volumique de plus de 20 %. Les photos de la surface brute montrent un mitage de l'altération. Les cristaux de calcite sont attaqués par des amas de ferrobactéries. Cet échantillon en place témoigne d'une altération profonde de la masse carbonatée. Toutefois, la partie la plus altérée a été évacuée par le battement de la nappe comme dans la grotte de la Fuie. Les épontes sont donc constituées par un calcaire moins altéré.

4.2. Salle de la Boue (ech. 242-ech.13-ech.12)

Le site de la salle de la Boue est capital pour comprendre la genèse du réseau et de la spéléogenèse par fantômisation préalable du canevas prékarstifié. En effet, malgré la disparition des parties les plus altérées, il existe encore de multiples preuves sur les parois et dans le grand remplissage qui est étudié ultérieurement (chap. 7).

Dans l'échantillon 242 (a) (figure 64), on observe le contact entre la roche saine (gris) et la roche altérée (jaune-beige). Les photos de lame mince montrent le rôle du « mitage » de la micrite par des ferrobactéries probables (b-c-d). Dans l'échantillon 31, les images de la surface brute montrent le dégagement des cristaux de calcite (e-f-g-h) par altération.

Dans l'échantillon 13 (figure 65), le calcaire montre des restes d'une couche plurimillétriques d'aspect sableux. Elle réagit fortement à HCL. Au microscope, on observe une bouillie carbonatée et quartzeuse. Il s'agit apparemment du fantôme de roche qui s'est désagrégé en microdébris (2-10 µm) et mélangé avec un dépôt fluviatile de sables de quartz bien usés appartenant à la fraction des sables fins. L'examen des quartz après attaque acide montre bien le caractère fluviatile.

Dans l'échantillon 12 (figure 66), situé à proximité de l'échantillon 13, la roche présente une densité de 2,13. En outre elle présente un phénomène remarquable d'altération-dissolution avec micro-conduits (2-10 mm), pores (1-5 mm) et zones inter et intra-oolithes qui ont été remplis par de la calcite sparitique et palissadique. On observe bien la dissolution du bord des oolithes (d-e) et la sparitisation inter-oolithes altérées.

Dans l'échantillon 44 (figure 67), on observe également un processus de recristallisation par travertinisation des vides millimétriques de dissolution. La calcite de remplissage est un concrétionnement plus ou moins laminé qui prouve que ce type de phénomène n'est pas syngnétique, mais très postérieur au processus ancien de fantômisation qui remonte au Crétacé inférieur. Dans les échantillons 12 et 44, on est donc en présence d'une phase complexe d'altération, puis dissolution postérieure, avec concrétionnement sparitique à palissadique laminé dans les pores. Cette phase d'altération plus évoluée que celle de la fantômisation avec recristallisation à faciès « travertineux » pose la question de l'âge d'un tel phénomène. Il se situe très probablement après la formation de la grotte, sans doute au cours du Quaternaire, par des eaux sursaturées.

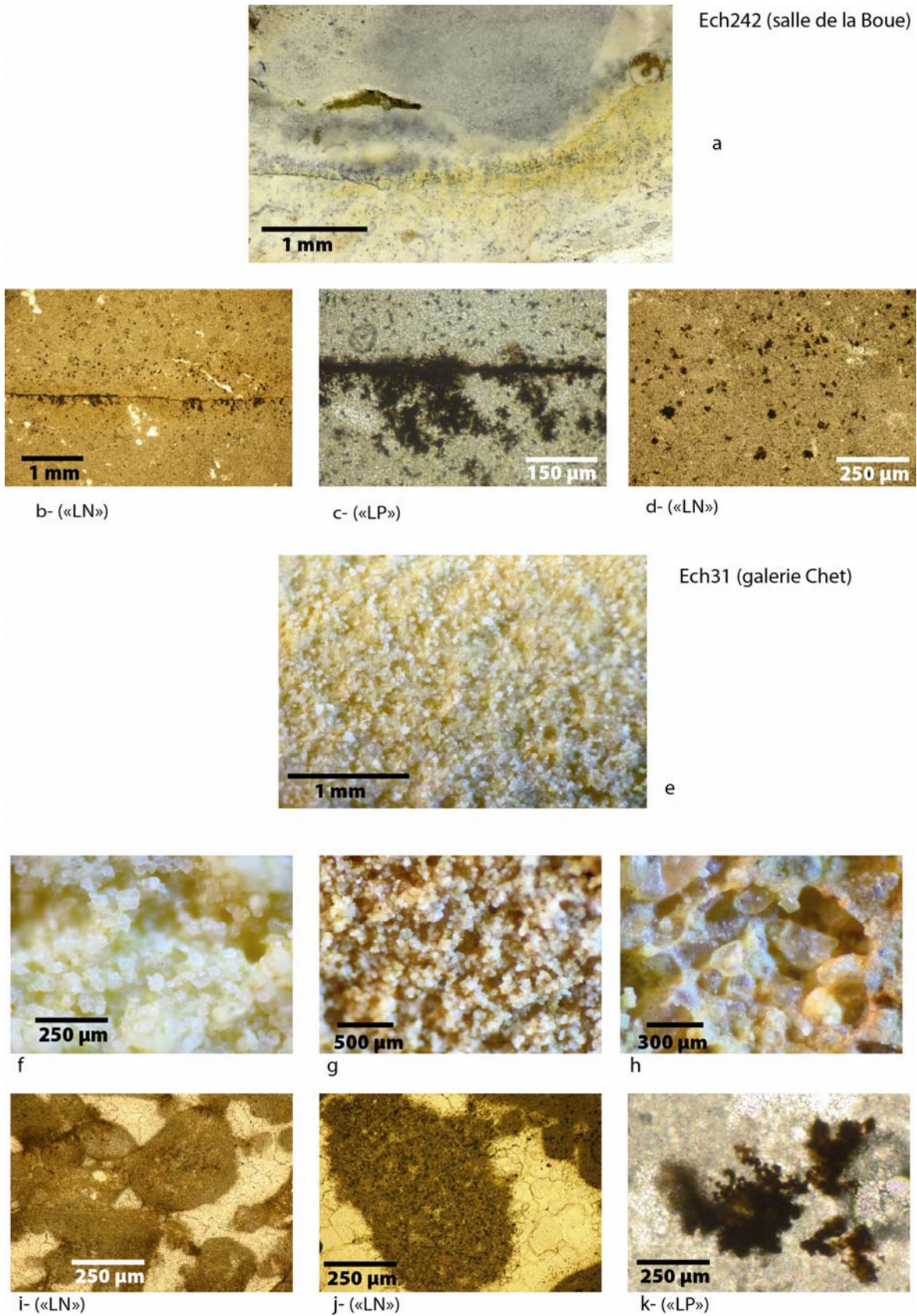


Figure 64 - Deux exemples de fantômisations des calcaires oxfordiens sur les parois des galeries de la grotte du Bois du Clos. Dans l'échantillon 242 (a), on observe le contact entre la roche saine (gris) et la roche altérée (jaune-beige). Les photos de lame mince montrent le rôle du « mitage » de la micrite par des ferrobactéries probables (b-c-d). Dans l'échantillon 31, les images de la surface brute montrent le dégagement des cristaux de calcite (sparite et amas micritiques) (e-f-g-h) par altération.

4.3. Galerie des Dunes

Ce conduit surplombe la salle de la Boue ; il est en continuité avec la galerie de l'Ancien. L'intérêt de ce site est qu'il présente d'abondants dépôts fins de teinte beige. Les échantillons prélevés dans la galerie des Dunes sont très peu carbonatés. On est en présence essentiellement d'un dépôt de sables quartzeux fluviatiles comme celui observé dans le mélange de l'échantillon 13 (figure 65). Mais dans le cas présent, la poussière carbonatée issue de la désagrégation du fantôme de roche a quasiment disparu par lessivage.

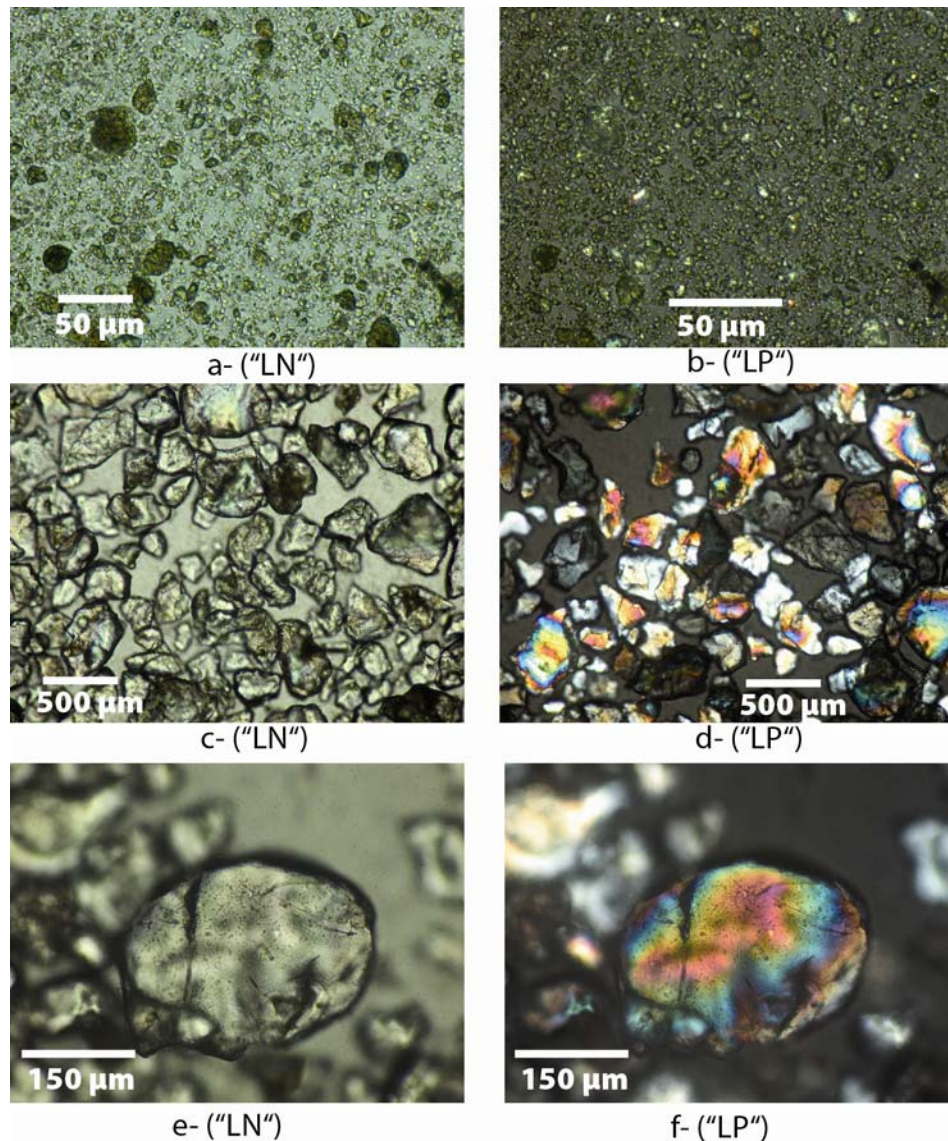


Figure 65 - Ech 13. Salle de la Boue. Exemple de bouillie carbonatée et quartzeuse en plaquage sur le calcaire (a-b). Le fantôme de roche s'est mélangé avec un dépôt fluviatile de sables de quartz bien usés (c-d-e-f).

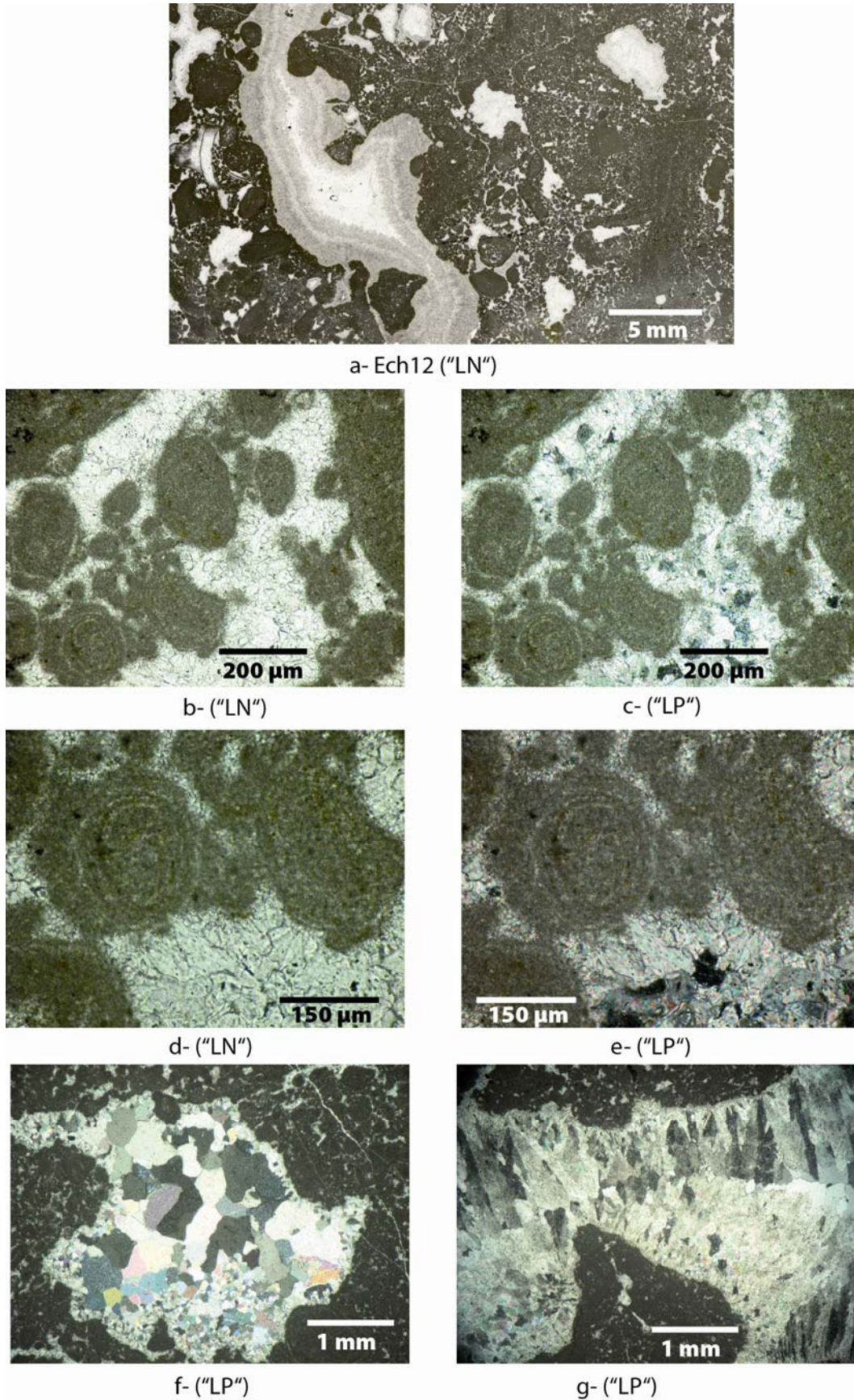


Figure 66 - Ech.12-Salle de la Boue (Bois du Clos). Densité 2,13. Exemple remarquable d'altération-dissolution avec micro-conduits (2-10 mm), pores (1-5 mm) et zones inter et intra-oolithes. Ces vides ont été remplis par de la calcite sparitique (f) et palissadique de nature travertineuse (f). On observe bien la dissolution du bord des oolithes (d-e) et la sparitisation inter-oolithes altérées (b-c).

En revanche, à la base du conduit de la galerie des Dunes, on observe des reliquats de roche altérée en poudre, mélangée à la fraction sableuse quartzreuse (ech.151, figure 68). Cet enrichissement s'explique par le lessivage des dépôts qui a permis le transport des particules les plus fines micritiques jusqu'à l'aval du conduit. La fraction supérieure à 200 µm est constituée essentiellement de gros grains de quartz usés tandis que la fraction inférieure à 50 µm est constituée pour l'essentiel de cristaux de calcite micritique.

Ce dépôt nous renseigne également sur le rôle de la phase fluviatile. Les fantômes de roche encore en place ont été progressivement remplacés par des dépôts fluviatiles. Le mélange des deux faciès révèle l'imbrication complexe des processus. La genèse de la cavité est préfigurée par la fantômisation, dont les résidus sont peu à peu évacués et remplacés par des dépôts fluviatiles. La question sur l'âge de ces sédiments reste entière.

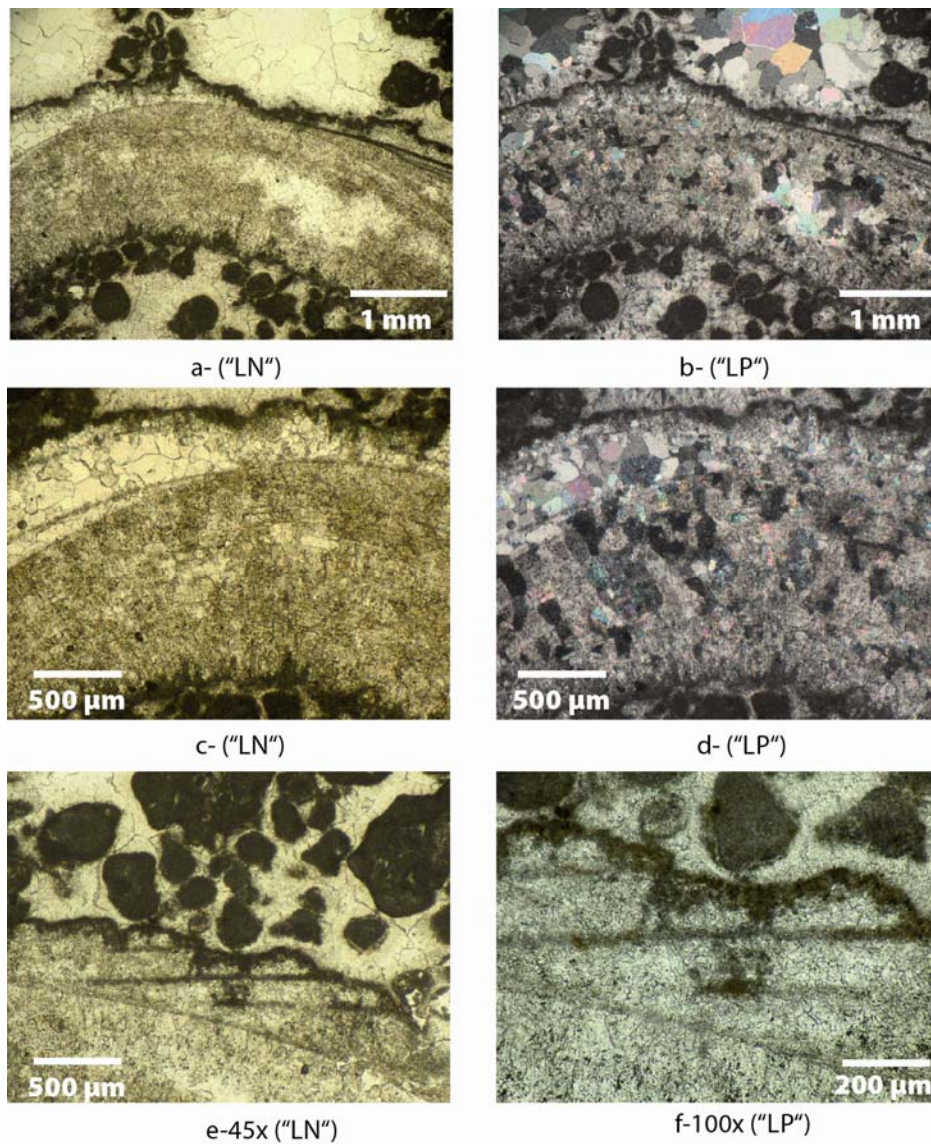


Figure 67 - Ech.44. Salle de la Boue. Exemple de calcaire altéré avec microconduit de 2 mm de large (a-b) rempli par un concrétionnement travertineux plus ou moins rythmé (c-d-e-f).

4.4. Poussières carbonatées dans le remplissage de la salle de la Boue

La grande série détritique de la salle de la Boue présente plusieurs niveaux carbonatés blanc-crème qui ont enregistré des phases de décapage de roche fantômisée dans un contexte proche. Ils sont étudiés dans le chapitre 7.

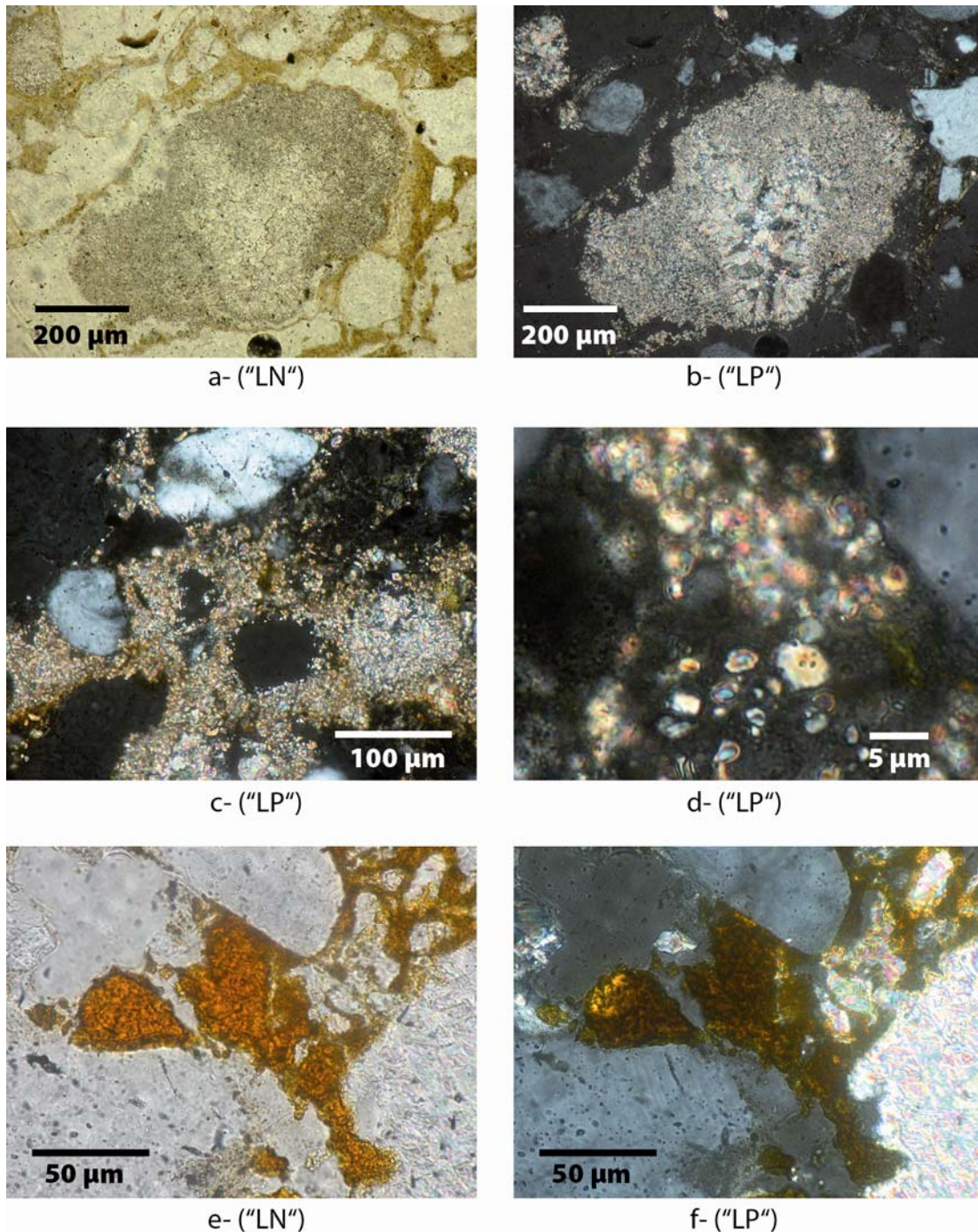


Figure 68 - Ech.151- Pétrographie du dépôt sableux à la base de la galerie des Dunes. On observe un mélange de sables fluviatiles avec des fragments de calcaire fantômisé et de poussières carbonatées liées à la désagrégation du fantôme.

5. PREMIERS ELEMENTS SUR LA SPELEOGENESE DU BOIS DU CLOS

La chronologie relative du creusement de la grotte du Bois du Clos permet de rendre compte de la mise en place successive des formes et formations observées dans la cavité :

1) Crétacé inférieur et Campanien inférieur-Maastrichtien : cette longue période de quiescence tectonique est à l'origine de la prékarstification par altération biochimique (chap. 1-2) ;

2) Eocène moyen à Oligo-Miocène : un grand épandage détritique cristallin en provenance du Massif Central entraîne la formation de dalles silico-ferrugineuses (Eocène-Oligocène) qui fossilisent une bonne partie du karst de La Rochefoucauld, empêchant ainsi la vidange des altérites dans l'endokarst qui est encore virtuel ;

3) Plio-Quaternaire : suite à la surrection pyrénéenne, on observe l'engorgement des cours d'eau dans des vallées à fond large qui sont capturées partiellement par des pertes au contact du substratum calcaire. Cette infiltration permet la vidange partielle des fantômes de roche *in situ* en créant les premières cavités du bassin de la Touvre. L'origine de la grotte du Bois du Clos se place dans cet intervalle de temps de 5 millions d'années ;

4) Pléistocène : on observe une stabilisation momentanée du niveau de base dont témoigne la mise en place des paléo-poljés du Bandiat et de la Tardoire et des battements de la nappe qui sont à l'origine d'une partie de la grande séquence détritique de plus de 10 m de la salle de la Boue (chap. 7) ;

5) Fin du Pléistocène supérieur : on observe un soutirage majeur des sédiments lacustres dans la salle de la Boue, dégageant ainsi une partie de la séquence. Ce soutirage a lieu dans l'ensemble de la cavité en relation avec l'engorgement des cours d'eau superficiels (abandon du paléo-poljé du Bandiat), des changements climatiques et de l'enregistrement des battements de la nappe (remplissage supérieur de la salle de la Boue) (chap. 7).

Au cours du Pléistocène, l'abaissement de la surface calcaire par dissolution cryptokarstique conjugué à l'abaissement du niveau de la nappe se traduit par des effondrements de puits et de grandes salles (Grande fosse, fosse de l'Ermitage, Fosse Ronde). Les effondrements de voûte, les clastes de desquamation dans la grotte du Bois du Clos sont également contemporains de l'abaissement de la nappe.

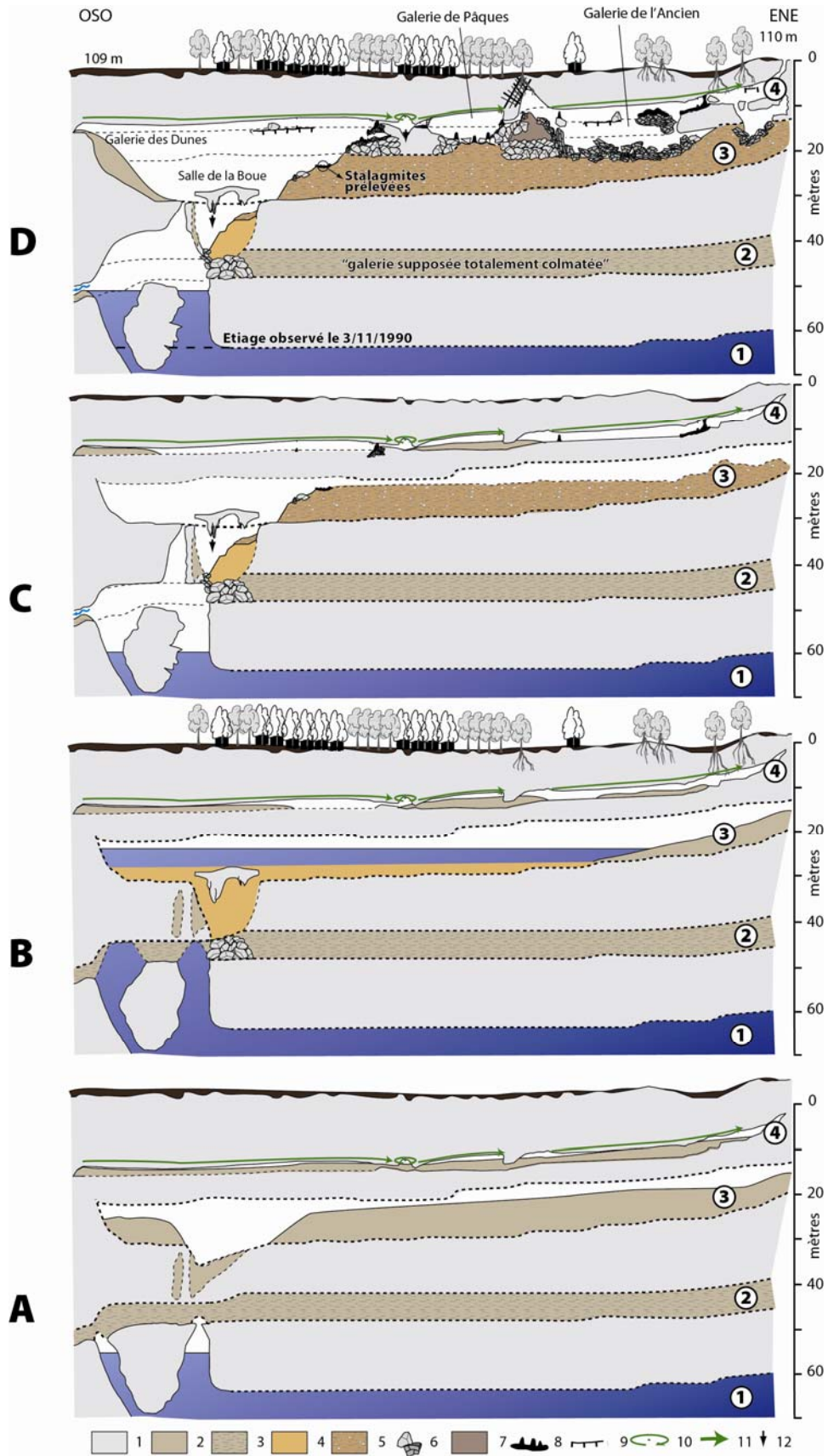


Figure 69 - Coupe de la grotte du Bois du Clos à partir de l'entrée artificielle. A. Phase initiale : évacuation progressive des fantômes de roche par battement de nappe. B. Évolution en régime noyé, sédimentation par décantation dans la salle de la Boue. C. Soutirage dans la partie inférieure et aval du réseau D. Effondrements gravitaires dans les niveaux supérieurs.

Conclusion

L'étude morphologique de la grotte du Bois du Clos a permis de souligner la complexité et l'ambiguïté de l'interprétation morphogénétique des grottes charentaises. Les formes reconnues dans la cavité (chenal et pseudo-chenal, pendants de voûtes, banquettes latérales, coupoles) sont d'ordinaire associées à une spéléogenèse paragénétique. Mais la découverte de roches fantômées dans divers conduits et à différents niveaux (galeries Chet, des Dunes et salle de la Boue) a apporté la preuve de processus anciens d'altération isovolume de fantômisement, dont les indices ont presque totalement disparu aujourd'hui. D'autres preuves ont été trouvées en surface. La grotte du Bois du Clos fournit donc la preuve d'une fantômisement ancienne, probablement entamée dès l'émergence du Crétacé inférieur. Mais la vidange des produits d'altération est beaucoup plus récente. L'évolution spéléogénétique post-fantômisement est conditionnée ici par un battement de nappe, observé dans les parties les plus profondes (salle des Lacs). Le colmatage des conduits supérieurs puis les phases de soutirage reconnus dans la salle de la Boue et dans la galerie de Pâques et enfin les phénomènes gravitaires qui ont dominé depuis l'Holocène ont terminé d'évacuer les altérites.

Les résidus de cette évacuation se retrouvent dans le remplissage de la salle de la Boue, étudié dans le chapitre 7.

Partie 2

**Méthode d'étude des séquences sédimentaires
souterraines,
analyses des séquences de la salle des Oueds et
de la salle de la Boue,
dynamiques hydrosédimentaires et
chronostratigraphie**

Chapitre 5

Méthodes d'étude des séquences souterraines détritiques charentaises et focus sur l'imagerie géochimique par micro-XRF

Introduction

Conjointement à la problématique de la fantômisiation des calcaires du bassin de la Touvre, l'étude des remplissages sédimentaires en contexte de battement de nappe constitue l'autre volet de ce travail de thèse. Nous observerons que ces deux problématiques sont intimement liées.

La réalisation de coupes dans les remplissages détritiques endokarstiques est une étape indispensable du travail de terrain. La technique, basique, consiste à creuser soit à partir d'une coupe naturelle (grotte du Bois du Clos), soit directement dans le remplissage (Grotte de la Fuie). Les travaux d'excavation, de terrassement, de lissage et d'échantillonnage ont nécessité 150 heures dans la grotte de la Fuie et 350 heures dans la grotte du Bois du Clos. Bien que l'accès spéléologique soit relativement aisé pour des spéléologues, les conditions de travail sans lumière naturelle et dans un contexte d'argile glaiseuse, collante et omniprésente ralentissent considérablement les travaux. Cette contrainte physique est indispensable à rappeler car elle explique en grande partie que ce type de dépôt en milieu endokarstique ait été si peu étudié. D'autant que les études actuelles, encore insuffisantes en nombre, laissent croire à la communauté scientifique que ces séquences sont pauvres en informations contrairement aux spéléothèmes ou aux dépôts limniques classiques en milieu externe.

Nous allons donc exposer les techniques utilisées, les contraintes du milieu, mais aussi les apports potentiels de ces types de dépôts, notamment quand ils peuvent être associés à des calages chronologiques par le moyen des stalagmites, mais aussi quand ils renseignent sur la spéléogenèse et précisément sur le nouveau paradigme de la fantômisiation qui est en train de renouveler la karstologie.

1. L'ETUDE DES REMPLISSAGES SOUTERRAINS : RAPPEL ET ETAT DE L'ART

L'étude des remplissages endokarstiques s'est largement développée depuis une trentaine d'années, grâce à l'essor de la spéléologie scientifique (Renault, 1993a) et à l'essor de nouvelles techniques d'analyses granulométriques et minéralogiques. La spéléo-sédimentologie moderne s'est développée au début des années 1970. Initialement, ce sont surtout les dépôts d'entrée de grotte qui ont été étudiés, notamment par les archéologues, paléontologues et quaternaristes (Chaline, 1985 ; Miskowsky, 1987 ; Campy et Macaire, 1989). Puis, avec les études conduites en milieu endokarstiques, ils ont permis le développement de la paléoclimatologie et l'identification d'un certain nombre de mécanismes sédimentaires en rapport avec la spéléogénèse.

En France et en Belgique, hormis la thèse pionnière de Ph. Renault (1967) sur les « actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse », ce n'est qu'à partir du milieu des années 1970 et le début des années 1980 que les remplissages du karst profond en relation avec la spéléogénèse et l'environnement sont devenus l'objet d'études scientifiques (Maire, 1976 ; Callot, 1978 ; Quinif *et al.*, 1979 ; Rodet, 1981). Ces travaux ont beaucoup apporté sur la spéléogénèse des réseaux, notamment par la suite dans le domaine montagnard (Sorriaux, 1982 ; Maire, 1990) et dans les Ardennes belges (Quinif, 1984) où les objets sédimentaires et géomorphologiques sont placés au cœur des recherches sur la fonction mémoire de l'endokarst. A partir des années 1990, l'étude des remplissages de l'endokarst profond s'est généralisée et systématisée dans les études spéléo-karstologiques (Ek et Quinif, 1988 ; Maire et Quinif, 1988 ; Quinif, 1990 ; Renault, 1990 ; Jeannin *et al.*, 1990 ; Jameson, 1991 ; Audra, 1994, 1995 ; Pomel et Maire, 1995, 1997 ; Héraud-Piña, 1996 ; Debard, 1997 ; Delannoy, 1997 ; Delannoy et Caillault, 1998 ; Quinif et Maire, 1998 ; Blanc, 2000 ; Jaillet, 2000 ; Vanara, 2000 ; Bruxelles, 2001 ; Le Fillâtre, 2001 ; Lignier et Desmet, 2002 ; Anthony et Granger, 2004 ; Perroux, 2005 ; Losson *et al.*, 2006 ; Quinif *et al.*, 2006).

A l'étranger, dans les années 1970-1990, des traités font le point sur l'état de l'évolution des connaissances en associant souvent géomorphologie de l'exokarst, hydrologie-hydrochimie et endokarst (Sweeting, 1973 ; Jakucs, 1977 ; Jennings, 1971-1985 ; Dreybrodt, 1988 ; Ford et Williams, 1989-2007 ; Gillieson, 1996) ; et plus récemment l'ouvrage de A. Palmer (2007) intitulé « Cave Geology ».

1.1. Les types de dépôts endokarstiques : rappel

Cette étape descriptive est nécessaire pour rendre compte de la diversité et de la complexité des dépôts endokarstiques, objets principaux de notre étude.

La stratigraphie des remplissages en milieu endokarstique est très complexe, peut-être plus complexe que celle des dépôts de surface en raison des contraintes géométriques. C'est un paradoxe, car d'un côté le milieu souterrain joue un rôle protecteur vis-à-vis de l'érosion, favorable aux accumulations sédimentaires de différentes natures, mais d'un autre côté les contraintes physiques (géométrie des salles, structure du réseau souterrain, lithologie...) et le filtrage en terme de transfert d'information complexifient considérablement l'organisation des dépôts et le décryptage du signal enregistré. Les études s'avèrent d'autant plus complexes que l'on se situe

profondément dans le réseau. Leur interprétation demeure donc très délicate en l'absence de datations radiométriques et d'éléments de comparaison.

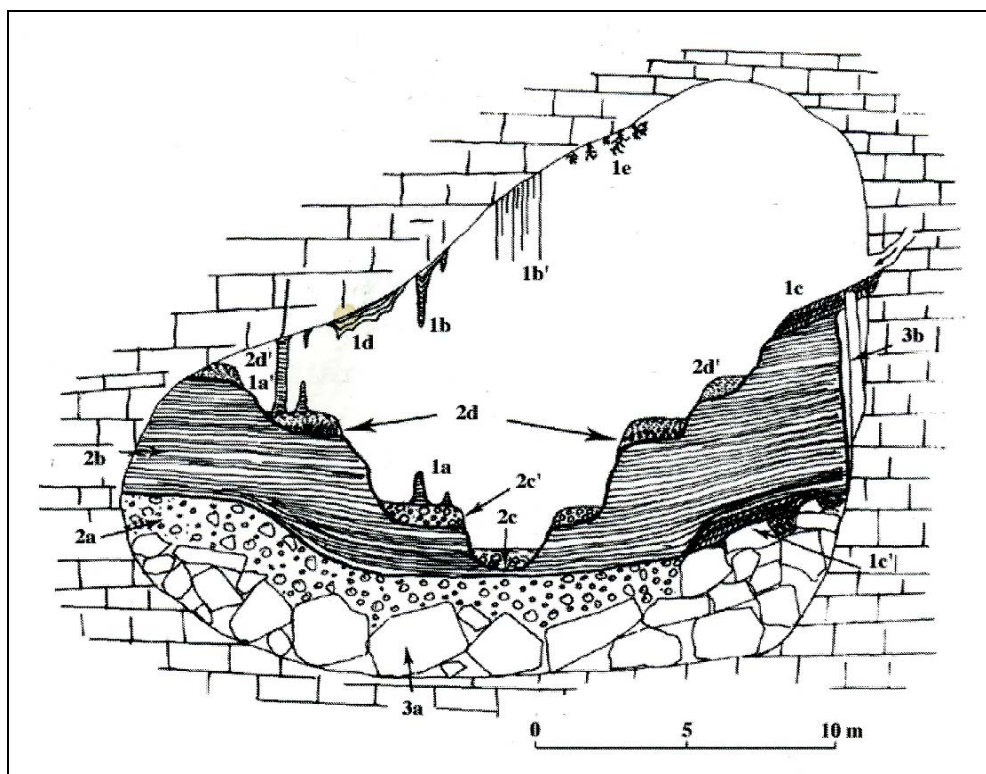


Figure 70 - Les principaux types de remplissages endokarstiques inspirés des dépôts de la galerie Aranzadi dans le réseau de la Pierre Saint-Martin, Pyrénées-Atlantiques. (Maire et Pomel, 1994) (Quinif et Maire, 1998). 1. Spéléothèmes (dépôts chimiques), 1a. stalagmite, 1b. stalactite, 1b'. fistuleuse, 1c. coulée stalagmitique, 1d. draperie, 1c. excentrique, 2. Sédiments fluviatiles et lacustres, 2a. galets et matrice argileuse, 2b. rythmites, varves, 2c. basse terrasse fluviatile, 2c'. terrasse à galets, 2d. terrasse litée, 2d'. terrasse sablo-limoneuse, 3. Dépôts clastiques, 3a. blocs (écroulement du plafond), 3b. effondrement pariétal.

Avant de développer plus précisément un état de l'art concernant les différentes techniques liées à l'étude des remplissages souterrains, rappelons brièvement les caractéristiques des différents types de dépôts. L'endokarst renferme des dépôts multiples et complexes (figure 70), qui varient en fonction de leur disposition, de leur origine, de leur nature granulométrique, de leurs caractéristiques physico-chimiques. Plusieurs auteurs ont tenté une synthèse (Cavaillé, 1960 ; Renault, 1968 ; Maire, 1980 ; Hill et Forti, 1986 ; Ek et Quinif, 1988 ; Gewalt et Ek, 1988 ; Renault, 1990 ; Quinif, 1994 ; Fairchild *et al.*, 2007 ; Palmer, 2007 ; Ford et Williams, 2007). En nous appuyant sur la classification classique, on peut retenir de manière synthétique trois grandes classes : (i) les remplissages chimiques (spéléothèmes), (ii) les remplissages organiques (guano, matière organique, ossements...), (iii) les remplissages détritiques (éboulis, alluvions) et la glace.

1.1.1. Les remplissages chimiques (les spéléothèmes)

Dans l'imaginaire collectif, l'esthétique minérale des concrétions de grotte contribue largement à en faire les objets les plus représentatifs et les plus attractifs du milieu souterrain. La diversité de leur forme (stalagmite, stalactite, draperie, fistuleuses, excéntriques, gours, coulées et planchers stalagmitiques) attire le regard et l'attention aussi bien du visiteur occasionnel que ceux du scientifique (Hill et Forti ; 1986 ; Gewalt et Ek, 1988 ; Genty, 2002 ; Fairchild *et al.*, 2007).

Depuis plus de vingt-cinq ans, les travaux sur les spéléothèmes ont pris une ampleur considérable (Dreybrodt, 1980 ; Gascoyne, 1992 ; Genty, 1993, 1994 ; Genty *et al.*, 1997, 1999 ; Perrette, 1999, 2000 ; Genty *et al.*, 2001, 2003, 2006 ; Drysdale *et al.*, 2004 ; Couchoud, 2006 ; Genty *et al.*, 2010 ; Dreybrodt and Scholz, 2011, Wainer *et al.*, 2011).

L'eau qui circule à travers la masse carbonatée joue un rôle fondamental dans la formation des spéléothèmes. Un rapide rappel sur le mode de croissance des spéléothèmes permet de distinguer trois étapes physico-chimiques principales des eaux :

(i) les eaux météoriques se chargent en CO₂ lors de leur transit dans le sol du fait d'une pression partielle de dioxyde de carbone (pCO₂) élevée liée à l'activité de la végétation. Ce déséquilibre dans la chaîne chimique permet la dissolution du calcaire.

(ii) La solution qui percole se rééquilibre progressivement du fait de la dissolution des carbonates. Lorsque l'eau, encore fortement chargée en CO₂, arrive dans le vide souterrain, à plus faible pCO₂, un dégazage se produit.

(iii) La solution qui percole devient sursaturée en CaCO₃. Cette sursaturation provoque une cristallisation du CaCO₃ sous forme de calcite, dans le cas le plus commun, et d'aragonite (rôle de Mg et des conditions de précipitation).

En fonction du débit des gouttes d'eau, des particules qui sont entraînées par les flux, du rapport Mg/Ca, plusieurs grands types de fabriques cristallines peuvent être distingués, typologie qui peut varier selon les auteurs (Kendall et Broughton, 1977 ; Perrette, 1999 ; Frisia *et al.*, 2000 ; Railsback, 2000 ; Couchoud, 2006) :

(i) La fabrique colonnaire / *columnar fabrics* est la plus fréquente ; les cristaux de calcite forme des colonnes irrégulières plus ou moins parallèles ; en coupe transversale, on observe une fabrique en mosaïque.

(ii) La fabrique colonnaire palissadique / *palisad fabrics* est constituée par des cristaux de calcite en colonnes parallèles.

(iii) La fabrique colonnaire poreuse / *porous columnar fabrics* se situe dans les lamines WPL / *White Porous laminae* ; elle donne une fabrique blanche et poreuse quand les lamines WPL sont plus grosses que les lamines DCL / *Dark Compact laminae*. Inversement, on peut avoir une fabrique compacte et sombre quand les lamines DCL sont plus épaisses (Genty *et al.*, 1997).

(iv) La fabrique dendritique ou entrelacée / *dendritic or interwoven fabrics* est moins fréquente ; elle est formée par des cristaux de calcite en colonnes entrecroisées de calcite.

(v) La fabrique aciculaire / *acicular fabrics*, plus rare, est formée par des cristaux en aiguilles d'aragonite, voire de calcite. La fabrique botryoidale / *botryoid or fan fabrics* est formée par des touffes et bourgeons de cristaux aciculaires d'aragonite.

(vi) La fabrique en mosaïque ou sparitique / *sparitic fabrics* est une fabrique de recristallisation rare. Elle rend compte d'une diagenèse liée à la recristallisation de l'aragonite en calcite (calcitisation de l'aragonite) ; on peut observer également une recristallisation de la calcite qui transforme la calcite colonnaire en calcite en mosaïque.

La croissance des spéléothèmes varie dans le temps, selon les conditions environnementales et climatiques. Les variations saisonnières des écoulements sont à l'origine de lamines de croissance qui se distinguent par leur couleur, leur épaisseur et leur porosité. L'analyse en luminescence des lamines fournit ainsi un signal climatique très fin annuel (couples de lamines), voire saisonniers (infralamines). Les lamines sombres, fines et compactes (DCL/*Dark Compact Laminae*) rendent compte de la poussée ou *flush* de matière organique (MO) au moment de l'arrivée d'eau en automne-hiver. Les lamines claires, épaisses et poreuses (WPL/*White Porous Laminae*) enregistrent au contraire une croissance plus rapide, sans MO, pendant la période de printemps-été. Les lamines WPL/DCL constituent une signature très fine des variations saisonnières des écoulements qui mérite d'être encore approfondie (Genty et Quinif, 1996 ; Genty *et al.*, 1997 ; 2001 ; Baker *et al.*, 1998).

L'intérêt des spéléothèmes en paléoclimatologie ($\delta^{18}\text{O}$), en paléoenvironnement ($\delta^{13}\text{C}$), en géomorphologie, en archéologie et dans les datations radiométriques (^{14}C ou U/Th) explique leur utilisation croissante dans de nombreuses études (Genty *et al.*, 2004 ; Genty, 2009).

1.1.2. Les remplissages organiques

En raison de leur faible rôle morphologique, ce type de remplissage est assez peu étudié comparé aux autres types de dépôts. Transportés dans les grottes par le vent, les infiltrations et les écoulements concentrés, les dépôts d'origine organique proviennent soit des débris de végétaux (humus, bois, feuilles) soit des cadavres et ossements d'animaux. D'autres sont accumulés directement *in situ* et de leurs déjections (guano des chiroptères, coprolithes). Dans certains cas, notamment dans les pays tropicaux, les amoncellements massifs de guano ont permis une exploitation importante comme ressource énergétique comme autrefois à Carlsbad Cavern au Nouveau Mexique (Palmer, 2007).

Les restes d'animaux et de plantes (ossements, pollens) se conservent généralement bien dans le milieu souterrain, car ils sont protégés des différents agents d'érosion qui dominent en surface. Ils sont par conséquent utilisés comme marqueurs privilégiés de l'évolution des environnements passés et actuels. Certains remplissages sont très riches en charbons de bois (Maire et Vanara, 2002 ; Pomel et Maire, 1995 ; 1997). Ils attestent de la destruction de la couverture forestière soit à cause de feux naturels soit en raison de la pratique de brûlis.

De nombreuses grottes contiennent des vestiges paléontologiques importants de vertébrés fossiles parfois associés à d'anciennes occupations humaines (Miskowsky, 1987).

1.1.3. Les remplissages détritiques et les structures stratigraphiques associées

Plusieurs classifications sont possibles, selon leur mode de dépôt, leur nature ou bien encore leur origine. Certains auteurs font la distinction entre les dépôts autochtones, allochtones et parautochtones (Quinif, 1994). Le type de sédiment est également pris comme clé principale des typologies (Le Fillâtre, 2001) : dépôts de décantation, dépôts fluviaux, dépôts de ruissellement, de suintement, par glissement, éboulement, solifluxion. D'autres (Maire, 1980) leur préfèrent une classification fondée sur la nature des sédiments (taille des particules).

A. Les dépôts clastiques

Les dépôts clastiques sont des remplissages composés essentiellement d'éléments grossiers anguleux à sub-anguleux, de taille centimétrique à métrique. Ils correspondent à la fragmentation de la roche dus à de éboulements progressifs et/ou à des effondrements de masse, en provenance des parois des galeries, du toit ou encore de cheminées d'équilibre. Le moteur de ces dépôts est la gravité. Les salles et les galeries souterraines sont en effet soumises à d'énormes contraintes physiques et par conséquent à des phénomènes de décompression des parois et des plafonds (Jameson, 1991). Tant que le profil d'équilibre des voûtes n'est pas atteint, les mécanismes liés à la décompression se poursuivent. Les dépôts clastiques s'amoncellent sur le plancher jusqu'à former une trémie, un cône ou un talus d'éboulis. Quand les éléments sont petits, centimétriques, on parle de clastes de desquamation. Le processus le plus spectaculaire est le foudroyage complet de la voûte. C'est le cas pour les avens, mais aussi pour certains grands vides souterrains comme la salle de la Verna qui ont pu être datés grâce aux stalagmites (Quinif et Maire, 1998).

B. Les dépôts grossiers

Les dépôts grossiers comprennent, par ordre croissant, les sables grossiers (0,1-0,2 cm), les granules (0,2-0,5 cm), les graviers (0,5-2,5 cm), les galets fins (2,5-50 cm) et les galets géants (> 50 cm). Ces éléments grossiers se déposent lorsque la compétence du cours d'eau qui les transporte diminue, c'est-à-dire lorsque le courant n'a plus suffisamment d'énergie pour les transporter. En revanche, pour être mobilisés, le courant doit être suffisamment fort. On estime des vitesses de plusieurs m/s pour le transport des plus gros galets.

Plusieurs types de formes sont associés à ces dépôts. (i) Les terrasses suspendues plusieurs mètres au-dessus du lit actif ou inactif témoignent des variations de hauteurs d'eau dans la galerie et des changements de régime hydrologique dans la cavité, notamment le passage d'un régime noyé à une circulation vadose (écoulement libre) qui crée un surcreusement. (ii) Les terrasses plus récentes à proximité du chenal de la rivière souterraine. Trois structures stratigraphiques sont souvent associées à ces types de dépôts :

- Les chenaux alluviaux : en coupe il est possible de reconnaître cette forme si particulière des fonds de lit des cours d'eau. Leur forme en demi tube est caractéristique d'une circulation vadose, plus ou moins rapide. Le surcreusement d'alluvions fines par un chenal comblé par des sables grossiers ou des granules, peut être la marque d'une augmentation des vitesses de courant ou bien du changement du régime hydrodynamique de la cavité en lien avec des variations du niveau de base et de l'aquifère.

- La sédimentation croisée : présente une stratification oblique (Vatan, 1967). Elle résulte des variations de courants du cours d'eau. On distingue les stratifications entrecroisées lenticulaires des stratifications entrecroisées en biseaux. La partie supérieure des lits obliques parallèles est parfois tronquée.

- La sédimentation gradée : est marquée par une répétition régulière d'un classement progressif des grains de plus en plus fins de la base au sommet du dépôt (Vatan, 1967). Elle résulte des variations des débits des cours d'eau en période de crue. Au maximum de la crue, le cours

d'eau a une compétence suffisante qui lui permet de transporter les éléments détritiques les plus grossiers. L'évolution régressive de la compétence du cours d'eau a pour effet de trier la taille des grains. Les éléments grossiers sont déposés en premier sur le fond du lit tandis que les éléments les plus fins sont déposés à la fin du pic de crue. Le grano-classement est donc un précieux indicateur des rythmes de crues.

- Les dépôts grossiers micro-faillés : sous le propre poids des sédiments qui s'accumulent, des micro-failles normales synsédimentaires (micro-failles listriques) peuvent être reconnues, d'un rejet de quelques centimètres. Les sédiments peuvent également être sujets à des mouvements compressifs post-dépositionnels dus à des réajustements des dépôts, des effondrements de la paroi... Des micro-failles inverses post-génétiques peuvent alors être reconnues. Les micro-failles témoignent du rééquilibrage des dépôts.

C. Les dépôts fins

Les dépôts fins sont constitués par les sables (1mm à 50 μm), les limons (50 μm à 2 μm) et les argiles (< 2 μm). Très répandus dans les grottes, ils sont généralement transportés par suspension en régime noyé ou vadose. Ainsi, ils enduisent aussi bien les plafonds, les parois que les planchers des cavités. Leur origine est souvent mixte, résultant d'une association de dépôts allochtones et de dépôts autochtones. Ils peuvent provenir de l'érosion des sols en surface, de dépôts remobilisés par des cours d'eau souterrains ou de l'infiltration des résidus d'altération de la masse carbonatée encaissante. On distingue :

- Les enduits argileux sont constitués par une couche très mince recouvrant les parois des conduits. Lorsqu'elle est irrégulière et discontinue et qu'elle forme des figures géométriques originales (peau de léopard, zébrures, polygones, hiéroglyphes...), le terme de vermiculations est employé (Bini, 1978). Ces enduits de dépôts fins sont le signe d'écoulements lents en régime noyé.

- Les argiles varvées sont une autre forme de sédimentation périodique en contexte hydrodynamique calme. On parle aussi de « rythmites » (Vatan, 1967 ; Maire 1980 ; Ford et Williams, 2007). Elles résultent de la décantation de sédiments lacustres glaciaires. Les dépôts présentent une alternance plus ou moins régulière de lits clairs et de lits foncés de quelques millimètres à des épaisseurs parfois infra-millimétriques. On attribue cette alternance aux variations saisonnières. Pendant les périodes hivernales, les rivières n'arrachent des sols gelés que les matériaux les plus fins (silts et argiles) qui donnent une couleur sombre au dépôt. En été, avec le dégel les rivières transportent des matériaux plus grossiers légèrement carbonatés. Les grains de quartz, de feldspaths et de micas donnent une couleur plus claire au sédiment. Ainsi, un doublet de lamines forme un dépôt annuel. Le comptage des varves permet donc de dater directement la durée, voire la vitesse de sédimentation.

- Les dépôts argileux ou argilo-sableux sans stratification constituent un indicateur aussi précieux que les autres des processus de sédimentation. Cette catégorie est formée par des dépôts homogènes, parfois compacts et massifs, mais aussi par des dépôts peu cohérents, meubles ou en agrégats (types galets mous). Son interprétation n'est pas aisée. Elle peut résulter d'un mouvement de masse (remobilisation en masse de matériaux, dislocation de banquettes latérales) ou bien d'une

sédimentation régulière, uniforme sur une période relativement longue, par décantation de particules fines en suspension.

1.2. Contraintes du milieu et effet de site : apport de l'étude des dépôts endokarstiques

Si les sédiments détritiques endokarstiques sont reconnus comme étant des témoins privilégiés de l'évolution géomorphologique d'une région, de la karstogenèse d'un massif et de la spéléogenèse (Renault, 1967 ; Ek et Quinif, 1988 ; Maire, 1990 ; Delannoy et Caillault, 1998 ; Debard, 1997 ; Delannoy, 1997), leur intérêt paléoenvironnemental et paléoclimatique n'atteint pas encore les résultats à très haute résolution obtenus à partir de l'analyse des variations isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des spéléothèmes échantillonnés sur tous les continents et calés par datations U/Th (TIMS et ICPMS) (Duplessy *et al.*, 1972 ; Atkinson *et al.*, 1978 ; Bastin, 1990 ; Gascoyne, 1992 ; Genty et Deflandre, 1998 ; Perrette, 1999 ; Genty *et al.*, 2001 ; Genty, 2002 ; Genty *et al.*, 2003 ; Vaks *et al.*, 2003 ; Drysdale *et al.*, 2004 ; McDermott, 2004 ; Blanc, 2005 ; Couchoud, 2006 ; Fairchild *et al.*, 2007 ; Fairchild et Treble, 2009). Un certain nombre de paramètres limite les interprétations paléoclimatiques des dépôts détritiques endokarstiques : difficulté pour les datations, influence des paramètres locaux comme la place du remplissage dans le réseau souterrain, la nature de l'encaissant calcaire, la géomorphologie du site, le volume des galeries et des salles, *etc.* et des dépôts parfois stériles d'un point de vue pollinique ou paléontologique.

Ainsi plusieurs auteurs restreignent l'apport paléoclimatique et paléoenvironnemental des dépôts détritiques tant en entrée de grottes que dans le karst profond (Campy, 1990 ; Quinif, 1990 ; Renault, 1990 ; Perroux, 2005 ; White, 2007). Néanmoins plusieurs études qui ont été menées sur des remplissages détritiques endokarstiques en France dans les Alpes, les Pyrénées, le Jura et en Lorraine (Maire, 1990 ; Quinif et Maire, 1996 ; Lignier et Desmet, 2002 ; Losson, 2006) et à l'étranger en Belgique (Quinif *et al.*, 2006), en Autriche (Audra, 1994), en Suisse (Häuselmann, 2004), ou encore dans l'hémisphère sud en Australie (Forbes et Bestland, 2007 ; Darrénougué *et al.*, 2009) ont permis de corréliser l'origine et la mise en place des sédiments à des phases climatiques régionales majeures. En outre, lors des hiatus spéléothémiques, surtout en zone froide, les « varves » détritiques se développent. Les remplissages détritiques apportent donc bien une information complémentaire aux analyses sur les spéléothèmes, qui peuvent également trouver des limites (hiatus, phénomènes de recristallisation, éléments détritiques). En réalité, les modalités de la sédimentation endokarstique sont directement sous la dépendance des conditions hydrodynamiques qui elles-mêmes sont en grande partie sous influence des processus climatiques (Bögli, 1980). Ainsi, indirectement les modalités de sédimentation endokarstique sont sous la dépendance des variations climatiques (Quinif, 1994).

Mais les séquences sédimentaires ne sont pas systématiquement corrélées à des facteurs climatiques. Elles peuvent traduire également l'ouverture ou la fermeture du système karstique, l'influence des phénomènes locaux comme les effondrements de voûte et de parois qui peuvent créer un effet barrage et former un lac dans une galerie, des processus de soutirage, de glissement, d'éboulisation... Ainsi, la morphologie et l'évolution de la cavité ont une influence majeure sur la mise en place des sédiments détritiques. Les notions de filtrage et de contrainte géométrique

exercés par la morphologie de la cavité, en relation avec les régimes hydrologiques (types, origines et rythmes des écoulements), sont des notions fondamentales dans la compréhension du mode de mise en place des sédiments hypogés.

R. Maire et Y. Quinif (1988), A.-S. Perroux (2005) et B. Lans *et al.*, (2006) ont développé la notion de piège sédimentaire et d'effet de site dans l'endokarst profond. A.-S. Perroux (2005, p. 341) a montré pour les grottes de Choranche (Vercors) et d'Orgnac (Bas-Vivarais) les perturbations des fonctions de « *transfert et d'archivage des données environnementales et climatiques externes, via les écoulements et les particules sédimentaires* ». La notion de piège sédimentaire nécessite de s'interroger sur le décryptage des signaux paléoclimatiques et paléoenvironnementaux pour évaluer et quantifier l'influence du site.

1.3. La fonction mémoire des remplissages et l'apport de la théorie d'Erhart

Les remplissages endokarstiques constituent un enregistrement exceptionnel à plusieurs niveaux (Le Fillâtre, 2001 ; Perroux, 2005) : sur le plan hydrogéologique (réseau de drainage, régime hydro-dynamique, vitesse d'écoulement...) ; sur le plan bioclimatique (variations des caractères physico-chimiques des remplissages en fonction des conditions bioclimatiques externes, enregistrement des ruptures climatiques, enregistrement de l'activité biologique et de la variation de la couverture biopédologique) ; sur le plan géologique (rejeux tectoniques, orogénèse, affaissement) ; sur le plan paléogéographique (évolution du relief en surface, incision des cours d'eau, cycles transgressifs / régressifs) ; sur le plan spéléogénétique ; sur le plan anthropique.

1.3.1. Renseignements sur les paléoenvironnements

Au niveau bioclimatique, les remplissages endokarstiques peuvent être associés à des phases rhexistatiques selon la terminologie de H. Erhart (1956). En 1956, H. Erhart mettait en évidence la théorie de la biostasie / rhexistasie. Fondée sur l'alternance de phases stables pendant lesquelles les processus physico-chimiques d'érosion se manifestent peu en surface (biostasie) et de phases de ruptures d'équilibre, pendant lesquelles les processus érosifs sont activés (rhexistasie). Pendant les phases biostasiques, l'érosion des sols est ralentie par le développement d'une épaisse couverture végétale. Seuls les éléments solubles sont transportés par l'eau ; tous les autres minéraux restent sur place pendant la pédogénèse. Inversement pendant les phases rhexistatiques, la couverture végétale amenuisée ne joue plus son rôle protecteur des sols. Tous les éléments insolubles (les composés siliceux, alumineux et ferriques) sont transportés par les différents processus érosifs. Ces déséquilibres sont provoqués par des mouvements tectoniques, des variations climatiques et eustatiques ou même des facteurs anthropiques (déforestation).

La théorie d'Erhart est fondamentale, car elle est le moteur de la sédimentation endokarstique. L'étude des remplissages endokarstiques rend compte des déséquilibres qui se produisent en surface. L'accumulation de dépôts détritiques dans les cavités résulte de phases de déséquilibres morphologiques (tectonique et/ou climatique). Ainsi les notions de déséquilibre environnemental et d'enregistrement sédimentaire endokarstique sont intimement liées. Hormis le fait de rendre compte de ces déséquilibres, les remplissages détritiques endokarstiques peuvent

être dans certains cas d'excellents enregistreurs des conditions paléoenvironnementales (Vanara et Douat, 2010).

1.3.2. Renseignements sur la spéléogenèse

Sur un plan spéléologique, les formations endokarstiques témoignent également de l'évolution de la cavité dans laquelle elles ont été piégées (Audra, 1995 ; Delannoy et Caillaut, 1998). Trois modèles spéléogénétiques principaux sont actuellement connus (Audra, 2010). Ils se combinent souvent dans le temps, surtout sur le temps long. L'étude des sédiments détritiques est un indicateur de la spéléogenèse. La plupart des réseaux karstiques sont creusés par l'infiltration des eaux météoriques ou fluviales qui traversent la masse carbonatée et émergent en un point bas. Les eaux sont un puissant agent d'érosion mais aussi de transport de matériaux. Dans le cas d'une galerie syngénétique, le conduit karstique ne contient pas ou peu de matières sédimentaires. Les dépôts les plus couramment reconnus correspondent à des galets et sables grossiers en lien avec un courant élevé. A l'inverse, dans le cas d'une galerie paragénétique, l'eau qui coule sur un dépôt argileux progradant corrode et dissout l'encaissant par le haut. Le colmatage des conduits est donc beaucoup plus important. Il se caractérise par la prédominance de dépôts fins (limons et argiles). Des circulations libres postérieures, en régime vadose par exemple, peuvent recreuser, voire déblayer les dépôts de décantation.

1.3.3. Renseignements sur le régime hydro-sédimentaire

En régime d'écoulement libre, les dépôts fluviatiles sont dominants. A l'inverse en régime noyé, de type lacustre, seuls les éléments fins sont déposés. Les argiles prédominent, car elles sont plus facilement transportées. En régime épinoyé, le battement de la nappe provoque un certain flux et reflux qui favorise la sédimentation des limons et des sables fins.

2. L'ECHANTILLONNAGE DES SEDIMENTS

Plusieurs techniques d'échantillonnage de sédiments ont été élaborées et testées (Lignier, 2001 ; Perroux, 2005) : le carottage classique à l'aide de tubes PVC, les « U-channels » en aluminium et les prélèvements dits « en vrac ». Leurs avantages et leurs inconvénients varient en fonction de la nature, de l'accessibilité et de la géométrie du site étudié.

Les deux sites d'étude se prêtaient assez bien aux techniques de prélèvements en vrac et des « U-channels ». En revanche, la configuration du remplissage de la salle de la Boue (grotte du Bois du Clos), caractérisée par la présence d'un plancher stalagmitique au sommet de la coupe et la faible hauteur sous plafond, n'a pas permis de mettre en œuvre un carottage.

2.1. Prélèvements par profilés ou U-channels et carottage

La technique des « U-channels », s'est révélée particulièrement efficace dans les deux sites d'étude (photo 3). Elle a été précédemment employée dans différents contextes exo- et endokarstiques dans différentes études par V. Lignier (2001) et A.-S. Perroux (2005) dans la grotte de Choranche sur des dépôts détritiques lacustres. R. Maire, N. Vanara et L. Bruxelles ont également utilisé cette technique en Chine dans la grotte de Dadong (Hubei) sur une coupe de 13 m de hauteur creusée dans les dépôts rythmé de mousson (travaux en cours). Les sédimentologues utilisent aussi cette méthode pour les longues séquences sédimentaires de surface type loess ou alluvions fluviales (Antoine *et al.*, 2009).



Photo 3 - Exemples d'échantillonnage à l'aide de U-channels ou profilés enfoncés verticalement et perpendiculairement aux unités stratigraphiques dans la grotte du Bois du Clos (chap. 7).

Les « U-channels » que nous avons utilisés sont des profilés aluminium en « U » de 20 mm de profondeur et 20 mm de large. La technique consiste à positionner les profilés perpendiculairement aux structures sédimentaires sur la surface de la coupe, la plus lisse possible. La difficulté réside dans le choix des couches stratigraphiques à prélever. Le choix est d'autant plus difficile que l'organisation de la séquence sédimentaire varie longitudinalement. Pour pallier toute perte d'information, il est possible de multiplier les colonnes d'échantillonnage. L'extraction délicate est réalisée à l'aide d'un couteau utilisé en biseau le long de chaque « U-channel ». Cette technique d'échantillonnage n'est pas fréquemment employée. Néanmoins elle présente un certain nombre d'avantages. Elle permet de conserver la structure du dépôt et de faire un prélèvement en continu le long de la coupe par recoupement des « U-channels ». Chaque « U-channel » est doublé puis étiqueté. Le surplus de sédiments est retiré à l'aide d'un fil. La conservation se fait sous film plastique.

2.2. Le carottage

La deuxième technique utilisée a été celle du carottage classique (Lignier, 2001 ; Perroux, 2005). Le carottage consiste à récupérer un volume de sédiments en place, c'est-à-dire en conservant l'intégrité et la position des couches qui le composent. Si le principe est simple, faire pénétrer un tube creux cylindrique PVC verticalement dans les dépôts et le faire remonter, la pratique demande quelques ajustements. En premier lieu, il s'agit de repérer la zone à carotter. Il faut éviter les surfaces à pentes trop fortes, les modelés instables ou encore des secteurs d'ablation sédimentaire. Les surfaces planes et les zones d'accumulation sont recherchées. La dureté du sédiment est un paramètre important : un sédiment trop meuble, voire liquide, risque de se déformer pendant la pénétration du tube puis lors de la remontée ; inversement, un sédiment trop dur, ou la présence de graviers, de cailloutis et de blocs peut déformer, plier, voire briser le tube. Les carottes sédimentaires sont ensuite étiquetées, puis conservées en chambre froide.

Le procédé d'extraction des sédiments de la carotte, consiste à placer le tube horizontalement sur un banc de coupe maintenu par deux tasseaux parallèles, puis à trancher les bords du tube en deux dans le sens de la longueur à l'aide d'une scie circulaire. Enfin, à l'aide d'un fil métallique, glissé entre les deux entailles, les sédiments sont séparés en deux parties égales. Une partie est utilisée pour analyse, l'autre est conservée pour archive ou pour des analyses ponctuelles complémentaires.

3. STRATIGRAPHIE ET SEDIMENTOLOGIE DES DEPOTS

3.1. L'analyse stratigraphique des dépôts

L'analyse stratigraphique est l'étude des faciès et des séquences de dépôt (Cojan et Renard, 2006, p. 279). Elle s'appuie sur une description des couches stratigraphiques qui composent l'ensemble du remplissage sédimentaire étudié (localisation, épaisseur, limites inférieures et supérieures, texture, aspect, couleur et organisation).

La description morphologique détaillée des séquences sédimentaires s'est appuyée sur le protocole mis en place par E. Debard *et al.* (2005) indiquant systématiquement : la localisation de l'unité stratigraphique, son épaisseur, ses limites inférieure et supérieure, son organisation et ses caractères principaux, sa couleur à partir du code Munsell, sa texture, sa porosité, la présence ou non de CaCO₃.

Une limite de taille doit être précisée, liée à une certaine subjectivité des observations de terrain. La reconnaissance et l'identification des différentes unités stratigraphiques (couleur, texture, limites) ont été rendues particulièrement difficiles, en raison de l'aspect très collant des argiles. C'est un détail important, car le lissage et le nettoyage des coupes n'ont pas permis d'aboutir à une lecture aisée des séquences sédimentaires. Cela a été d'autant plus difficile que les séquences sont complexes et leurs limites souvent floues et irrégulières.

3.2. L'analyse sédimentologique des dépôts

L'usage systématique de la sédimentologie a été l'un des points de départ de notre étude des remplissages souterrains. Les techniques sédimentologiques présentent l'avantage de mettre en évidence des éléments non visibles à l'œil nu, de quantifier un certain nombre de données et de proposer des éléments de comparaison. Le décryptage des informations enregistrées dans les sédiments se construit en plusieurs étapes (Audra, 1994) :

3.2.1. L'analyse granulométrique et microgranulométrique

Cette technique sédimentaire, très souvent employée en géomorphologie, a connu un succès croissant depuis le début des années 1960 (Cailleux et Tricart, 1959 ; Vatan, 1967 ; Rivière, 1977 ; Coque, 1998). Son intérêt est multiple. Faciles d'emploi, les informations sont directement exploitables et à divers niveaux. Les applications nombreuses investissent le champ de la géologie (Meyer, 1987 ; Miskovski, 1988), de la géomorphologie (Coque-Delhuille, 1987), de la morphopédologie (Bétard, 2007), de l'archéologie (Poupet et Chazelles, 1988, 1989 ; Breton *et al.*, 1998 ; Bertran, 1999) et de la paléoclimatologie (Blanchet, 2006 ; Cuvén, 2009). Dans le domaine de la karstologie, cette méthode a été employée aussi bien pour des dépôts de surface (Kranjc, 1979, 2009 ; Bruxelles, 2001 ; Le Fillâtre, 2001) que pour des remplissages endokarstiques d'entrée de grottes (Campy, 1990) ou profonds (Jeannin *et al.*, 1990 ; Maire, 1990 ; Audra, 1994 ; Ferrier, 1994 ; Sordoillet, 1999 ; Losson, 2003 ; Perroux, 2005).

Les analyses granulométriques reposent sur trois méthodes distinctes. La première et la plus fiable consiste à mesurer dans une solution de densité et de viscosité connues, la vitesse de chute des particules par décantation dans un récipient, corrélée selon la formule de Stokes à la taille des particules. La seconde, plus directe et rapide, consiste à tamiser les sédiments pour les fractions comprises entre 2 mm et 50 μm . La troisième et la plus employée à l'heure actuelle, surtout pour les particules inférieures à 1 mm, est une microgranulométrie de type laser. Après préparation du sédiment, l'échantillon est placé dans un appareil qui mesure par faisceau laser la dimension de chaque particule. Les résultats sont fournis immédiatement dans un tableau de données, ce qui facilite par la suite leur traitement statistique.

L'analyse granulométrique repose sur une étude statistique de la fréquence de tailles de grains dans un sédiment. Elle vise à préciser la nature des sédiments, leur origine, les modes de transports et les conditions finales de déposition (dernier mode de mise en place). Elle donne également accès aux pourcentages de la masse totale correspondant à chaque dimension de particules.

1 mm à 500 μm	sables moyens
500 μm à 100 μm	sables fins
100 μm à 50 μm	sablons
50 μm à 20 μm	limons grossiers
20 μm à 2 μm	limons fins
< 2 μm	argiles

Tableau 13 - Limites dimensionnelles des fractions granulométriques utilisées dans cette étude.

Pour trier les grains les plus grossiers (sables à limons grossiers) nous avons opéré par tamisage, selon la norme A.F.N.O.R. Les refus sont pesés sur chaque tamis. Pour les éléments les plus fins (< 900 μm), un microgranulomètre laser (modèle MALVERN® Master Size S.) a été utilisé (resp. G. Chabaud, lab. Bordeaux 1 - EPOC). Les résultats sont fournis sous forme de tableaux de nombres sur lesquels s'appuient des analyses statistiques et les différents calculs d'indices granulométriques.

L'analyse granulométrique repose sur l'interprétation à partir d'un triangle des textures et sur une étude statistique de la fréquence des tailles de grains dans un sédiment (histogrammes de fréquence et courbes semi-logarithmiques cumulatives). Plusieurs auteurs ont appliqué ces méthodes statistiques et graphiques à l'étude des sédiments du karst profond (Jeannin *et al.*, 1990 ; Maire, 1990 ; Quinif, 1990 ; Renault, 1990 ; Audra, 1994 ; Ferrier, 1994 ; Pomel & Maire, 1995, 1997 ; Héraud-Piña, 1996 ; Debard, 1997 ; Delannoy & Caillault, 1998 ; Le Fillâtre, 2001 ; Lignier & Desmet, 2002 ; Losson, 2003 ; Perroux, 2005 ; Losson et Corbonnois, 2006).

3.2.2. Les méthodes de Rivière et de Passega

Le calcul des différents paramètres et indices granulométriques permet une première approche des dynamiques et des conditions hydro-sédimentaires. Mais il s'appuie essentiellement sur la partie centrale de la courbe. D'autres orientations, développées par R. Passega (1964) ou encore A. Rivière (1977), permettent de considérer la granulométrie globale de l'échantillon. La méthode de Rivière, s'appuyant notamment sur les fractions les plus fines, est bien adaptée à l'étude des deux remplissages détritiques, en raison de l'importance de la fraction fine mise en évidence dans les échantillons. Elle repose sur l'étude globale d'une courbe granulométrique. Consistant à travailler en dimensions équivalentes, elle est généralement utilisée pour des formations très fines. Toutes les valeurs sont exprimées en degré Δ à partir d'une échelle $\log \Delta$.

Les indices d'évolution granulométrique sont calculés à partir d'une courbe en ordonnées réduites. L'indice N d'évolution granulométrique est l'indice le plus significatif. Il s'utilise à partir de l'abaque des courbes canoniques (NG).

$N = NG/G$ avec G qui est l'indice de grossièreté (L'indice de classement qui correspond à l'étalement de la courbe en abscisse entre X_{MAX} . et X_{min}).

Les faciès granulométriques varient en fonction de l'allure générale des courbes et de l'orientation de la concavité (Rivière, 1977). Quatre types de faciès sont définis (figure 71). Le faciès parabolique ($N > 1$) est représenté par une courbe cumulative semi-logarithmique dont la concavité est dirigée vers le haut, correspondant à des dépôts par excès de charge laissés par des courants fluviaux ou marins. Le faciès logarithmique ou sub-logarithmique ($N \sim 0$), est représenté par une courbe pratiquement rectiligne sauf vers les particules les plus grossières ; cela correspond à l'évolution extrême des sédiments dans les cours inférieurs des cours d'eau, les embouchures, les lagunes. Quand $N < 0$, le faciès est dit hyperbolique, la concavité de la courbe étant dirigée vers le bas ; c'est le cas pour les sédiments très fins déposés par décantation en eaux calmes (milieu lacustre, plaine d'inondation).

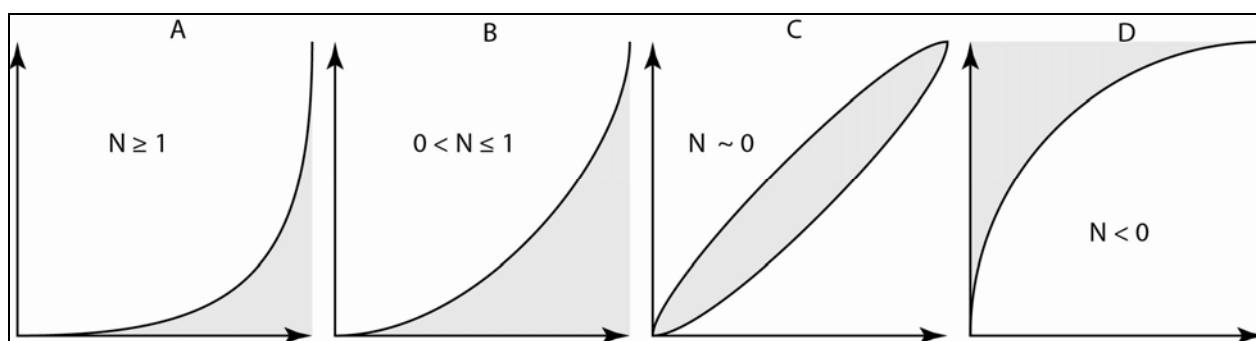


Figure 71 - Faciès des courbes granulométriques cumulatives semi-logarithmiques (adaptée de A. Rivière, 1977). A. Faciès ultra-parabolique ; B. Faciès parabolique ; C. Faciès sub-logarithmique à logarithmique ; D. Faciès hyperbolique.

L'application d'un diagramme de Passega à des dépôts détritiques endokarstiques apparaît souvent comme une méthode complémentaire (Audra, 1994, Ferrier, 1994 ; Maire et Quinif, 1988 ; Losson, 2003 ; Perroux, 2005). Le diagramme de Passega (1964) rend compte du mode de transport des particules, c'est-à-dire de la dynamique hydrologique et des conditions de sédimentation. Deux paramètres sont utilisés, le centile supérieur (Cs) et la Médiane (Me) exprimés tous deux en valeurs brutes (μm). Les résultats sont retranscrits sous la forme d'un diagramme (C/M) en échelle logarithmique décimale en centièmes de μm . Il permet de distinguer plusieurs secteurs ou segments correspondant à des types particuliers de sédiments et donc à des modes différents de transports (Rivière, 1977). Les dépôts de type « suspension uniforme » correspondent à des matières en suspension sur toute la colonne d'eau. Leur sédimentation se produit par décantation des eaux turbides, lorsque la vitesse au fond du cours d'eau est nulle ou trop faible pour produire un classement. Les dépôts de type « suspension gradée » renvoient à des matériaux classés, transportés par des courants de fond qui donnent une sédimentation typique dans les chenaux fluviaux. La taille des sédiments est décroissante vers le haut. Les dépôts de type « roulement » caractérisent, quant à eux, des sédiments déposés dans des conditions où les courants de fond sont plus rapides. Seuls les éléments plus grossiers sont roulés et les suspensions ne peuvent plus sédimenter. Enfin, les dépôts de type « suspension pélagique », « talus continental » et « pélagique profond » correspondent aux particules les plus fines (médiane $< 10 \mu\text{m}$ et centile supérieure $< 100 \mu\text{m}$), qui sous l'influence des ions flocculants peuvent être transportés sur une longue distance et finissent par se déposer dans des conditions de décantation totale. Cette méthode, employée depuis longtemps en karstologie (Quinif *et al.*, 1979 ; Maire et Quinif, 1988 ; Audra, 1994 ; Ferrier, 1994 ; Perroux, 2005), a permis dans notre cas de préciser les conditions hydrodynamiques qui sont à l'origine des dépôts dans les grottes du Bois du Clos et de la Fuie.

Cependant, le diagramme de Passega a été calibré pour des dépôts de « surface ». Le milieu endokarstique réagit différemment. La topographie souvent chaotique des salles et des galeries souterraines, les nombreuses dépressions, les contraintes de la voûte et des parois sont autant de pièges et d'obstacles qui viennent perturber l'écoulement normal et le transport linéaire des particules. Les interprétations des résultats obtenus doivent tenir compte de cette spécificité du milieu endokarstique.

3.2.3. L'analyse micromorphologique et minéralogique des sables sur lames minces

Afin de compléter les observations macroscopiques menées sur le terrain, différents prélèvements d'échantillons de roches et de dépôts ont été effectués en vue d'observations microscopiques en laboratoire (Fedoroff et Courty, 1992 ; Bertran, 1999).

La minéralogie des sables repose sur l'identification, l'observation et la quantification des minéraux contenus dans un échantillon (Parfenoff *et al.*, 1970 ; Aubert *et al.*, 1978). Cette technique est très souvent employée en géomorphologie (Duplaix, 1970 ; Mainguet et Vimeux-Richeux, 1981 ; Coque-Delhuille, 1987). La reconnaissance d'un cortège minéralogique précis renseigne sur l'origine et la provenance des sédiments. Les échantillons sont au préalable préparés pour l'analyse au microscope. Les cortèges de socle se caractérisent par la présence de quartz, de disthènes, de tourmalines, de zircons, de sphènes. Les cortèges volcaniques présentent des quartz bruns, des verres volcaniques, des augites aciculaires. Les minéraux ont également un intérêt en paléoclimatologie. Les tourmalines et les zircons sont particulièrement résistants à l'altération chimique que l'on trouve sous climat chaud et humide. A l'inverse, les chlorites, les micas et les feldspaths sont plus sensibles à l'altération. On les trouvera donc plus spécifiquement dans des dépôts accumulés en périodes plus froides et/ou moins humides.

Deux techniques de préparation ont été mises en œuvre. La première permet l'identification au microscope des principaux minéraux, sans conservation de la structure du dépôt. L'échantillon est dilué dans de l'eau. Les grains sont d'abord séparés par décantation. Puis ils sont nettoyés à l'acide chlorhydrique (HCL 35%), puis séchés et enfin triés par taille au tamis. La partie la plus grossière est subdivisée en deux types de taille ($\geq 160 \mu\text{m}$ et $100-160 \mu\text{m}$). Les sablons (partie la plus fine) sont compris entre $0,63 \mu\text{m}$ et $100 \mu\text{m}$. Les grains, fixés par du baume de Canada, sont ensuite placés sous lame mince. L'étude pétrographique au microscope polarisant a permis dans différents cas de figures, lorsqu'il s'agit d'échantillons de roches, d'identifier les minéraux constitutifs et donc de préciser la nature de la roche ; lorsqu'il s'agit d'une roche altérée, de décrire le degré de l'altération par rapport à un échantillon de roche saine ; enfin lorsqu'il s'agit d'échantillons meubles, de caractériser les cortèges minéralogiques observés.

La seconde technique consiste à imprégner les sédiments, sans destruction, par une résine polyester (types GBS1 Brot Technologies® et SINTOFER®, Gaine, 1973 ; Crovisier, 1979). Les échantillons ont été préparés pour lame mince par J.-C. Pellegrin (lab. LGPA) et M. Cremer (lab. EPOC). L'avantage de cette technique est la conservation de la structure du dépôt. Elle permet donc la caractérisation des micromorphologies et des microstructures. L'observation des minéraux en grains a été réalisée à l'aide d'un microscope polarisant, modèle Zeiss Axioplan 2, au laboratoire ADES de la Maison des Suds à Pessac. La reconnaissance et la détermination des minéraux s'appuient sur une littérature abondante (Parfenoff *et al.*, 1970 ; Aubert *et al.*, 1978).

La reconnaissance des minéraux sur lames au microscope polarisant s'est limitée à une approche qualitative. N'ayant pas entrepris de faire des comptages systématiques nous sommes restreints à une approche semi-quantitative (très abondant, abondant, nombreux, rares).

3.2.4. La minéralogie des argiles

Les minéraux argileux sont des phyllosilicates hydratés le plus souvent crypto-cristallins, dérivant de l'altération des silicates et en particulier des feldspaths et des micas (Holtzapffel, 1985 ; Caner, 2011).

L'analyse minéralogique des argiles par diffractométrie des rayons X a été effectuée au laboratoire HydrASA (UMR CNRS 6269 / Université de Poitiers) par l'intermédiaire de A. El Albani. Six échantillons (4 échantillons concernant le remplissage de la salle de la Boue des unités stratigraphiques B, C, D et K + 2 échantillons pour la séquence de la salle des Oueds concernant les unités "a" et "h") ont pu être analysés. Les diffractogrammes obtenus à partir de la fraction < 2 µm sur lames orientées (raies 00 ℓ) naturelles séchées à l'air ont été réalisés à partir d'un diffractomètre Siemens avec une radiation CuK α . Les conditions expérimentales employées sont un balayage de 2,5 à 35° 2 θ avec un pas de temps de 0,02° 2 θ et un temps de comptage de 5 secondes. L'identification et l'estimation quantitative des minéraux argileux (Holtzapffel, 1985 ; Caner, 2011) ont été réalisées à partir de la position et de l'intensité (ou distance réticulaire) des pics (d001).

La quantification des minéraux argileux dans un échantillon de sédiment, malgré des progrès remarquables depuis quelques années, reste encore complexe (Caner, 2011). On considère d'ordinaire que l'intensité relative d'un minéral sur un diffractogramme ne mesure pas directement la proportion relative des différents minéraux et qu'elle varie en fonction de la composition minéralogique de l'échantillon. Lorsque le nombre de feuillets empilés de façon cohérente est élevé, la fonction d'interférence induit des pics intenses et étroits (Caner, 2011). A l'inverse, lorsque le nombre de feuillets est faible, les pics sont moins intenses et plus larges. Ainsi, lorsque l'assemblage minéralogique est similaire pour les différents échantillons d'une séquence sédimentaire, on peut considérer les variations des pics d'intensité d'un échantillon à l'autre, pour un même minéral, comme étant significatives.

Minéraux argileux et non argileux sont des marqueurs précieux des processus pédogénétiques, en lien avec les conditions paléoenvironnementales et paléoclimatiques, qui ont opéré depuis l'altération et la désagrégation de la roche dont ils sont issus (Wilson, 1999 ; Velde et Meunier, 2008). De la même manière que pour les minéraux des sables, l'interprétation repose avant tout sur le type de cortège minéralogique qui sera un bon indicateur des conditions paléoclimatiques de formation des sédiments. Sous climat froid, l'altération étant faible, les minéraux argileux résistants à la fragmentation sont dominants comme les feldspaths, les micas (illite, muscovite) ou encore les chlorites. En revanche, la kaolinite sensible à la fragmentation a tendance à disparaître des spectres minéralogiques caractéristiques des climats froids. Par contre, sous climat chaud et humide, l'hydrolyse étant plus poussée, la kaolinite se forme en milieu drainé tandis que la smectite se forme en milieu confiné. Sous climat tempéré et humide, l'altération est modérée ; les interstratifiés, les illites et les chlorites dégradées et les vermiculites apparaissent. La prédominance d'illites ou de chlorites est donc liée à une évolution du sédiment sous climat tempéré, voire froid. Si ces deux minéraux sont omniprésents dans le remplissage c'est qu'il a très peu évolué après son piégeage dans le karst profond. A l'inverse, les kaolinites résistent à une puissante altération sous un climat chaud et relativement humide. Les smectites augmentent

dans des conditions climatiques chaudes mais sèches. Les interstratifiés se retrouvent davantage dans des contextes climatiques tempérés. Le cortège des minéraux argileux est également la signature des conditions environnementales. Elles résultent des interactions complexes entre la végétation, le sol et l'activité bactériologique.

Le rapport que l'on peut établir entre les minéraux est aussi un indicateur de l'évolution paléoclimatique. Le rapport kaolinites/smectites est significatif (El Albani *et al.*, 2010). Lorsque les kaolinites sont associées à part égale avec des smectites dans un remplissage, cela révèle des conditions relativement chaudes et sèches. En revanche, si le rapport diminue (enrichissement en smectites), cela indique une détérioration des conditions climatiques (refroidissement). En dernier lieu, une augmentation du rapport (enrichissement en kaolinites) est le signe d'une amélioration climatique (réchauffement). Ainsi, la détermination des minéraux argileux n'a de sens que si l'on prend en considération l'ensemble du cortège minéralogique et les rapports entre les minéraux.

L'étude minéralogique des fractions fines (< 2 µm) dans les dépôts karstiques a été souvent utilisée (Cavaillé, 1960 ; Ek et Quinif, 1988 ; Maire et Quinif, 1988 ; Audra, 1994 ; Ferrier, 1994 ; Quinif *et al.*, 2006 ; El Albani *et al.*, 2010). Cependant cette méthode appliquée à l'endokarst comporte quelques limites. La difficulté d'interpréter les résultats vient de l'effet filtre du karst. Les sédiments piégés dans le karst profond ne sont pas significatifs des conditions paléoclimatiques et paléoenvironnementales dans lesquelles ils se sont déposés, mais de celles dans lesquelles ils se sont formés avant leur sédimentation dans le karst profond. Il y a donc un décalage qu'il est indispensable de prendre en compte. D'une manière générale, on peut considérer que les dépôts détritiques endokarstiques sont la marque d'une période rhexistasique, au sens de H. Erhart (1956). Les dépôts de surface (altérites, dépôts de versants colluvionnés...), formés sous des conditions climatiques particulières, sont mobilisés à cause d'une déstabilisation morphologique (dégradation climatique, tectonique) qui va favoriser leur piégeage dans le karst profond. Dès lors, les remplissages détritiques hypogés ne sont pas directement interprétables comme étant en lien avec les conditions paléoenvironnementales dans lesquelles ils se sont formés. L'interprétation est rendue d'autant plus difficile que les dépôts peuvent être stockés pendant un certain temps en surface avant d'être intégrés dans le karst profond. De plus, ils sont souvent mélangés à d'autres stocks sédimentaires selon une chaîne de processus complexe.

Néanmoins, dans certains cas, la minéralogie des argiles reste une source précieuse pour l'interprétation des paléoenvironnements. En effet, dans le cas de dépôts de décantation totale en lien avec les fluctuations d'une nappe karstique, on peut se poser la question de l'immédiateté de l'information minéralogique. Les battements plus ou moins réguliers d'une nappe impliquent une phase biostasique, avec le développement d'une couverture pédologique en surface. Un certain nombre d'éléments de cette couverture peuvent être transportés par les infiltrations, pénétrer dans l'endokarst et être mobilisés puis déposés par les variations de la nappe aquifère.

3.2.5. La morphoscopie des quartz

La morphoscopie des grains de quartz est l'étude combinée de leur forme et de leur état de surface à l'aide d'un microscope polarisant et d'une loupe binoculaire. Elle permet de reconstituer l'histoire des grains de quartz. Très résistants, ils n'ont été façonnés que par les processus les plus

durables. Ils ont aussi conservé des formes acquises depuis de longue date. Ils enregistrent également les actions mécaniques liées à un mode de transport qui va modifier la forme des grains.

La morphoscopie des quartz, reposant sur l'étude de la forme et de l'aspect de surface des grains de quartz permet de distinguer trois types : les grains non usés (NU), anguleux, transparents ou colorés ont subi un faible transport ; les émoussés-luisants (EL), sub-anguleux, polis et brillants traduisent un transport fluvial ; les ronds-mats (RM) ovoïdes ou arrondis, à surface picotée et mate correspondent à un transport éolien (Cailleux et Tricart, 1959). Ainsi M. Cremer (1977) a mis en évidence deux stocks sableux différents dans l'estuaire de la Gironde, l'un à caractère fluvial (90 % de grains non usés), l'autre à caractère franchement marin (30 % de grains non usés). L'étude montre également les variations saisonnières du degré d'usure en fonction du débit fluvial.

L'étude de la surface des grains de quartz est donc d'un apport capital pour la compréhension des principaux modes de transport des sédiments. Elle nous a permis de mettre en évidence des différences notables entre les unités stratigraphiques des séquences sédimentaires de la Fuié et du Bois du Clos.

3.2.6. L'exoscopie des quartz au MEB

L'exoscopie des quartz au microscope électronique à balayage (MEB) est l'étude de l'aspect de surface des grains (Le Ribault, 1977). Elle permet de mettre en évidence les phases successives de façonnement en lien avec des processus morphodynamiques caractéristiques jusqu'au mode final de déposition (Coque-Delhuille et Gosselin-Vuilleumeir, 1984). Nous avons bénéficié d'une présentation d'un MEB portable, modèle Hitachi TM3000, pour faire une analyse ponctuelle, effectuée sur des quartz de la séquence sédimentaire de la grotte du Bois du Clos. L'analyse n'a donc pas été systématique, mais elle a permis d'abord de tester la qualité d'un matériel nouveau et de confirmer la présence de quartz éolien dans le chenal intermédiaire de la séquence (*cf.* chap. 7).

4. L'ANALYSE ET L'IMAGERIE PAR FLUORESCENCE X

Les études géochimiques par fluorescence X se sont considérablement développées depuis une dizaine d'années. Initialement appliquées dans les domaines de la géologie et de la paléoclimatologie sur les carottes sédimentaires marines et lacustres, elles ont été employées depuis quelques années sur des spéléothèmes et des dépôts détritiques endokarstiques. Elles se révèlent être de puissants outils d'analyse qui fournissent des informations utiles concernant non seulement la reconstitution à haute résolution des variations paléoclimatiques et paléoenvironnementales, mais aussi les dynamiques hydrologiques et la spéléogénèse. Cette méthode non-destructive, qui s'accommode d'une préparation simple et rapide des échantillons, permet la mise en œuvre d'études à haute résolution spatiale (10 μm) et la détection des éléments s'étendant sur quasiment tout le tableau périodique. Il s'agit d'une méthode à la fois qualitative (détermination et discrimination des éléments chimiques dans un échantillon sédimentaire) et quantitative (pourcentage des éléments reconnus), applicable à des sédiments de différentes natures (Ortega *et al.*, 2005 ; Dandurand *et al.*, 2012, à paraître).

4.1. Le principe de la fluorescence X

La méthode de la géochimie par fluorescence X repose sur le phénomène d'excitation-déexcitation des atomes de l'échantillon et sur le principe de la conversion de l'intensité et de la longueur d'onde du rayonnement de fluorescence en concentration des éléments chimiques (Janssens *et al.*, 2000). Le phénomène physique de la fluorescence X peut schématiquement être décomposé en deux étapes fondamentales :

1) l'ionisation des atomes de l'échantillon lors de leur interaction avec le faisceau de photons X incident, c'est-à-dire l'éjection d'un électron d'un niveau de cœur et création d'une lacune sur le niveau de départ de l'électron ;

2) le retour de l'atome excité à l'état fondamental se fait par le jeu des réarrangements des couches électroniques, soit de manière non radiative, par émission d'un électron, soit de manière radiative par émission d'un photon X. Dans ce dernier cas, on parle de fluorescence X car les phénomènes d'excitation et de déexcitation mettent tous les deux en jeu des photons X.

La longueur d'onde du rayonnement de fluorescence X dépend de la différence d'énergie entre les niveaux de départ et d'arrivée de l'électron venant combler la lacune lors du retour à l'état fondamental de l'atome. La mesure de la longueur d'onde du rayonnement de fluorescence X permet de déterminer la nature de l'atome émetteur car d'une part les énergies des couches électroniques sont discrètes, c'est-à-dire que seules quelques valeurs d'énergie sont permises par la mécanique quantique, et d'autre part ces énergies sont bien répertoriées pour tous les éléments chimiques. Etant donné que les niveaux d'énergie varient d'un élément chimique à un autre on parle souvent du spectre de fluorescence X comme d'une « empreinte » chimique par référence aux empreintes digitales.

L'interprétation de l'intensité du signal de fluorescence X en termes de concentration chimique est plus compliquée car l'intensité émise dépend non seulement de la concentration mais aussi de l'intensité du faisceau incident, de l'efficacité de détection des photons par le système, de l'absorption du rayonnement par l'échantillon lui-même, donc de sa composition chimique, ainsi que de la probabilité de retour à l'état fondamental par voie radiative (rendement de fluorescence) et du poids de la transition électronique (*i.e.* la probabilité que cette transition en particulier ait lieu) parmi toutes les transitions électroniques permises. Le problème se simplifie si on considère que les paramètres géométriques (efficacité de détection, intensité du faisceau incident) et physico-chimiques (rendement de fluorescence et poids des transitions) sont constants ou invariants au cours de l'analyse.

En pratique, on observe des phénomènes parasites qui gênent ou compliquent la mesure de la longueur d'onde et de l'intensité du rayonnement de fluorescence. Il peut s'agir de la superposition d'une raie avec une raie de même énergie provenant d'un autre élément chimique (interférence K_α/K_β ou série K/ série L) ou correspondant à une raie parasite (pic échappement, empilement, pic de fuite, diffusion Compton, diffraction X). L'intensité du rayonnement de fluorescence X reliée à la concentration d'un élément dépend aussi du fond du spectre (bruit électronique, rayonnement de fond - principalement le rayonnement de freinage des électrons,

raies parasites) et des phénomènes d'absorption (par l'échantillon et le système de détection) et d'excitation secondaire (par les électrons émis et les photons de fluorescence X).

La multiplication et l'amélioration des techniques de fluorescence X ont permis des progrès remarquables dans l'acquisition de données et la rapidité de leur traitement. Récemment, plusieurs méthodes géochimiques ont été développées. Deux de ces techniques ont été utilisées et comparées dans cette étude, la microsonde XRF et le Core Scanner. Trois autres techniques sont également disponibles pour l'étude des sédiments détritiques et carbonatés (Ortega *et al.*, 2010), l'autoradiographie (ou phosphor-imager) (Quinif, 1987 ; Cole *et al.*, 2003 ; Ortega *et al.*, 2003, 2005 ; Lans *et al.*, 2006 ; Maire *et al.*, 2009a), l'analyseur XRF portatif (de Sanoit *et al.*, 2005 ; Maire *et al.*, 2009b) et la microsonde nucléaire (Ortega *et al.*, 2003 ; Frisia *et al.*, 2005).

4.2. La microsonde XRF Horiba modèle XGT-7000

Les analyses ont été réalisées à partir la microsonde XRF XGT-7000 (Horiba), au laboratoire CENBG (Centre d'Études Nucléaires de Bordeaux Gradignan) par G. Devès (resp. R. Ortega), dans le cadre du programme ANR Climanthrope.

Le principe de l'analyse par microsonde XRF repose sur la détection du rayonnement de fluorescence X émis localement lors du balayage de la surface de l'échantillon par un faisceau de rayons X (figure 72). Celui-ci est obtenu par bombardement d'une anode de rhodium par un faisceau d'électrons (tension d'accélération : 15 kV, 30 kV ou 50 kV ; intensité du faisceau d'électrons : entre 0 et 1 mA). Par conséquent, la source de rayonnement est la somme de deux contributions : 1) un rayonnement de fond, continu, correspondant au rayonnement de freinage des électrons dans la plaque de rhodium (*bremsstrahlung*, i.e. décélération de la radiation) dont l'énergie varie entre 0 et 50 keV ; 2) un spectre de raies discrètes correspondant au mode de désexcitation radiatif des atomes de rhodium de l'anode. Le faisceau de rayons X est focalisé sur la surface de l'échantillon au moyen d'un guide d'onde dont le diamètre de sortie, qui correspond *in fine* à la taille du faisceau sur l'échantillon, est au choix de 10 μm ou de 100 μm . La détection du rayonnement de fluorescence X se fait au moyen d'un détecteur semi-conducteur (silicium de haute pureté) refroidi à la température de l'azote liquide. L'ensemble source de rayonnement X et détecteur est séparé de la chambre d'analyse, où se trouve l'échantillon, par une fenêtre mince de polymère et placé sous vide primaire afin d'optimiser l'intensité de la source X. La distance entre la surface de l'échantillon et la fenêtre de sortie est maintenue en dessous de 1 mm, afin de minimiser l'absorption de la fluorescence des éléments légers par la couche d'air restant. En fonction de la composition de la matrice, les limites de détection pour les éléments légers ($Z < 15$) sont de l'ordre de 300 $\mu\text{g/g}$ à 1 000 $\mu\text{g/g}$, tandis que pour les éléments plus lourds ($Z \geq 15$), elles sont de l'ordre de 50 $\mu\text{g/g}$ à 100 $\mu\text{g/g}$, sauf pour le potassium (1 000 $\mu\text{g/g}$) en raison des interférences entre les raies L du rhodium et les raies K du potassium.

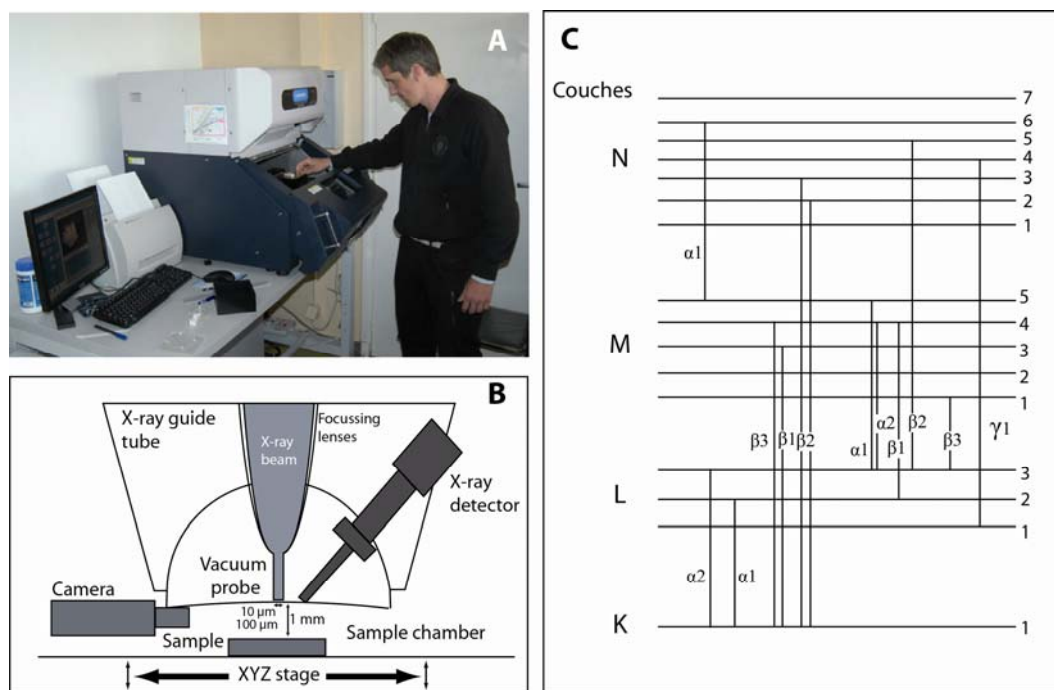


Figure 72 - Schéma et principe de la microsonde XRF Horiba XGT-7000. (A) Photo de la microsonde XRF Horiba XGT-7000 au CENBG (Cliché R. Maire, 23/03/2009). (B) Schéma simplifié et sans échelle de la chambre de détection de la microsonde XRF (largement inspiré par Böning *et al.*, 2007). (C) Schéma des transitions électroniques donnant lieu aux raies d'émission X (Thompson *et al.*, 2009)

La quantification de la concentration des éléments est rendue possible par la méthode des paramètres fondamentaux (*fundamental parameters method*), fournie par le fabricant à partir de la calibration de l'instrument. Cette méthode utilise les intensités de fluorescence théoriques calculées en fonction des conditions d'analyse (tension d'accélération du tube, géométrie, source d'excitation, système de détection...) et les intensités mesurées pour déterminer la concentration des éléments chimiques de l'échantillon. L'analyse de standards (NIST DNC-2, NIST BIR-1, NIST BCR-2) a permis de montrer que la précision varie de 1 à 20 %, en fonction de la concentration des éléments, pour tous les éléments dont la concentration est supérieure à 1 000 µg/g (Devès, 2010). Le signal des rayons X émis par l'échantillon irradié peut être utilisé pour déterminer la composition chimique de l'échantillon, puisque chaque élément chimique possède sa propre signature de rayons X. Le temps de l'analyse est un facteur important à prendre en compte, car le rapport entre le signal et le bruit de fond est proportionnel à \sqrt{N} (N = aire du pic).

La sonde micro-XRF permet la discrimination et la quantification d'éléments chimiques (Al, Si, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Rb, Sr, Y et Zr), qui constituent des traceurs généralement utilisés dans les reconstitutions paléoenvironnementales, dans un échantillon (Peterson *et al.*, 2000 ; Koshikawa *et al.*, 2003 ; Wien *et al.*, 2005 ; Kido *et al.*, 2006 ; Böning *et al.*, 2007 ; Katsuta *et al.*, 2007 ; Cuvén, 2009 ; Darrénougué *et al.*, 2009 ; Cuvén *et al.*, 2010 ; Kylander *et al.*, 2011). Elle permet également la cartographie des éléments. La cartographie de la répartition élémentaire à la surface d'un échantillon est un outil très utile, car elle permet de reconnaître rapidement la distribution d'un élément et de la corrélérer avec d'autres éléments. Elle est un très bon complément de l'analyse quantitative ponctuelle ou linéaire.

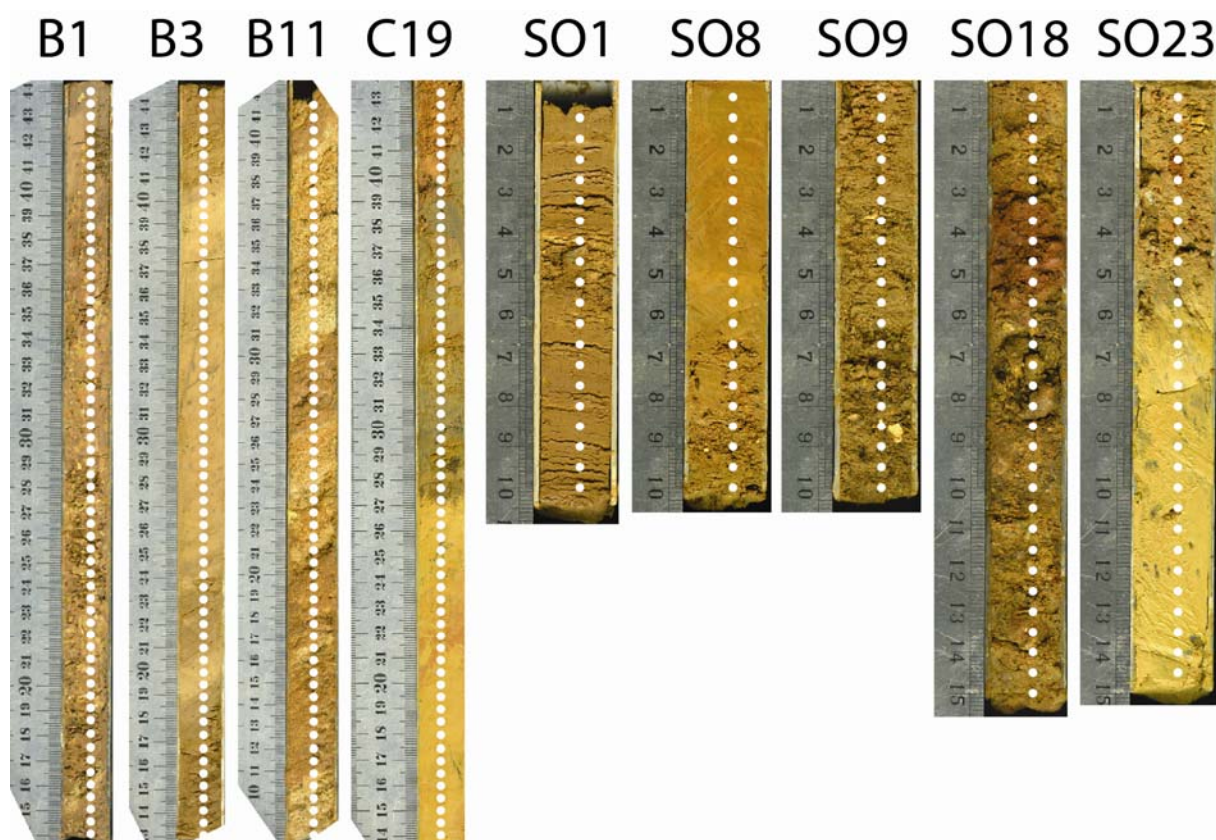


Figure 73 - Exemples de *U-channels* analysés par la microsonde XRF Horiba. Une analyse est effectuée tous les 5 mm sur la surface de l'échantillon pendant 3 minutes avec un faisceau de 10 μm .

Le volume de la chambre de la sonde XGT-7000 ne permet pas d'introduire des profilés supérieurs à 15 cm de long (figure 73). Les échantillons de sédiments, de 2 cm d'épaisseur, ont donc été sciés afin d'obtenir des *U-channels* de 10 cm de long. La surface des échantillons a été aplanie puis polie afin d'éviter d'éventuelles crevasses qui pourraient altérer le signal d'émission. De plus, afin de palier les problèmes de condensation sur la lentille entre le détecteur et la surface de l'échantillon, il a été décidé d'effectuer les analyses sans l'utilisation d'un film plastique et de sécher les sédiments dans une étuve à 80°C pendant 24 heures. L'inconvénient de cette technique est le rétrécissement du sédiment, estimé à 5 %. Cette réduction de volume crée parfois des fentes de dessiccation qui peuvent perturber la détection et la quantification des éléments chimiques, notamment pour les plus légers.

L'objectif de l'analyse géochimique est double : (i) établir le profil géochimique de la séquence sédimentaire pour chaque élément sélectionné ; (ii) cartographier à haute résolution et à une échelle plus fine des zones intéressantes sur certains échantillons en vue de préciser la signature géochimique des dépôts.

4.3. L'Aavatech XRF Core Scanner

Les analyses ont été effectuées par I. Billy du laboratoire EPOC (Université de Bordeaux 1) avec la collaboration de Ph. Martinez (photo 4).

L'Aavatech XRF Core Scanner est un appareil de fluorescence X développé par le Royal Netherlands Institute for Sea Research (NIOZ) pour des carottes sédimentaires marines. Il fournit rapidement des données à haute résolution (< 0,1 mm) sur la composition géochimique des roches et des sédiments (de Al à U). Le voltage du tube de la source de Rhodium peut être ajusté de 5 KV à 50 KV afin d'obtenir les paramètres optimaux de détection. Le détecteur est un semi-conducteur (silicium de haute pureté) de 15 mm². Cette méthode non-destructive ne nécessite aucune préparation complexe de l'échantillon. L'avantage principal est de pouvoir placer dans la chambre du Core Scanner des échantillons de 1,50 m de long. Comparé au 12 cm de capacité pour la microsonde XRF Horiba, c'est un avantage indéniable. En revanche, les résultats fournis ne sont que semi-quantitatifs (en coups/s) et la résolution spatiale est moins fine. Le signal est très sensible à l'hétérogénéité de la surface de l'échantillon (teneur en eau, irrégularités et modifications de la taille des grains). Pour obtenir une concentration quantitative, les données doivent être complétées par des analyses géochimiques classiques.

Les sédiments marins et lacustres humides, sont généralement recouverts par un film d'Ultralene. Les sédiments continentaux peuvent être analysés à sec, mais le risque est de voir apparaître également des fentes de dessiccation qui viennent perturber le signal. La dimension de la zone analysée est ajustable dans les deux directions, en profondeur (de 10 mm à 0,1 mm) et en largeur (de 2 mm à 16 mm). La profondeur maximale de détection diminue en fonction du poids atomique des éléments : 4 mm pour Ba, 1-2 mm pour Sr, 1 mm pour Fe, 0,5 mm pour Ca et 0,05 mm pour Al (Richter *et al.*, 2006). Les limites de détection de l'Avaatech XRF Core Scanner sont : Aluminium (Al) 0,2-0,3 % ; Silicium (Si) 0,1-0,2 % ; Calcium (Ca) 0,02 % ; Potassium (K) 0,04 % ; Titane (Ti) 0,05 % ; Fer (Fe) 45 ppm ; Strontium (Sr) 5 ppm ; Manganèse (Mn) 100 ppm. Les mesures apportées ont l'intérêt de traiter à la fois rapidement et avec précision, en continu, des séquences sédimentaires plus ou moins longues d'un seul tenant. Les profils géochimiques ainsi obtenus permettent ensuite de se focaliser sur des zones particulières et de les traiter par microsonde XRF, notamment par imagerie (cartographie chimique). Ces deux méthodes complémentaires sont donc indispensables pour un meilleur diagnostic géochimique des dépôts marins, lacustres et endokarstiques.



Photo 4 - Vue de l'Aavatech XRF Core Scanner du laboratoire EPOC (Bordeaux, I. Billy et P. Martinez) qui permet des analyses automatisées de la composition chimique de longues séries sédimentaires (Cliché Lab. EPOC).

4.4. Etat de l'art, utilisations, intérêts et limites

L'utilisation d'une microsonde XRF, appliquée aux sédiments détritiques marins et lacustres de divers contextes morphoclimatiques, a montré depuis une décennie des résultats très intéressants (Peterson *et al.*, 2000 ; Koshikawa *et al.*, 2003 ; Wien *et al.*, 2005 ; Kido *et al.*, 2006 ; Böning *et al.*, 2007 ; Katsuta *et al.*, 2007 ; Cuvén, 2009 ; Darrénougué *et al.*, 2009 ; Cuvén *et al.*, 2010 ; Kylander *et al.*, 2011). Par exemple, l'étude des variations des teneurs en Ca, Fe et Ti dans des dépôts marins du Bassin de Cariaco, au Vénézuéla (Peterson *et al.*, 2000), a permis de mettre en évidence des dépôts terrigènes et d'autres en relation avec une productivité biologique croissante, interprétés dans les deux cas comme une réponse à l'augmentation des précipitations régionales et à l'intensité de l'*upwelling* pendant la dernière transition glaciaire-interglaciaire.

L'emploi de la géochimie présente aussi un intérêt dans les reconstitutions paléoclimatiques et paléoenvironnementales. N. Katsuta *et al.* (2007) ont réalisé un profil géochimique de sept éléments (Al, Si, K, Ca, Ti, Mn et Fe) à partir d'une séquence sédimentaire lacustre du lac Suigetsu, au Japon, dans le but de caractériser et d'identifier des événements accidentels comme des éruptions volcaniques, des tremblements de terre ou des pluies torrentielles. S. Cuvén (2009) et S. Cuvén *et al.* (2010) se sont également servis de cette méthode, appliquée à des dépôts clastiques argileux varvés du lac de Cape Bounty East, dans l'extrême Arctique canadien. Ils ont pu mettre en évidence, à partir des rapports Zr/K, l'enregistrement sédimentaire des relations étroites entre les activités volcaniques et les activités solaires irradiantes d'une part et la concentration de gaz à effet de serre dans l'atmosphère d'autre part. Enfin, Kylander *et al.* (2011) ont mis en évidence une très forte relation entre les éléments Ti, Rb, K, Zr, Si, Ca, Sr, Mn et Fe avec les variations du régime hydrologique du lac des Echets (plateau de la Dombes, France), elles-mêmes liées aux variations paléoclimatiques. Ainsi, les éléments Ti, Rb, K et Zr/Rb ont été corrélés avec des arrivées de dépôts détritiques de particules fines, en lien avec une faible productivité du lac contrôlée par des

conditions arides. Ces périodes sèches ont été associées aux événements Heinrich H4, H3 et H2 (datations ^{14}C à partir de plantes macrofossiles et de pollens piégés dans les sédiments lacustres).

Concernant le milieu endokarstique, ce sont surtout les spéléothèmes, reconnus pour la finesse de leurs enregistrements paléoclimatiques, qui ont été l'objet d'analyses géochimiques, combinées à des datations radiométriques très fines. Elles ont également permis de soulever des problèmes méthodologiques relatives aux datations U/Th et aux phénomènes de diagenèse dans les concrétions (Ortega *et al.*, 2003, 2005, 2010 ; Maire *et al.*, 2009a). De nouvelles directions sont à l'heure actuelle développées pour identifier des lamines très spécifiques dans les concrétions en lien avec des événements volcaniques (Frisia *et al.*, 2005, 2008 ; Siklosy *et al.*, 2009), mais aussi pour caractériser les signaux anthropiques (Wynn *et al.*, 2010 ; travaux en cours de L. Morel dans un tunnel artificiel lyonnais).

En revanche, l'utilisation d'une microsonde XRF sur des remplissages détritiques endokarstiques est encore rare. Peu d'études en karstologie s'appuient sur ce genre d'analyses. Le choix de cette méthode dans notre étude repose sur plusieurs critères : une technique innovante et encore peu employée, qui pourtant a fait des progrès remarquables ces dix dernières années (Koshikawa *et al.*, 2003 ; Kido *et al.*, 2006) tant dans la rapidité de la mise en œuvre, les étapes de préparation des échantillons et la simplicité de l'acquisition des données. N'ayant que peu de références dans le domaine de l'analyse géochimique en milieu endokarstique, un certain nombre de difficultés ont été rencontrées dans l'interprétation des résultats. La comparaison avec les analyses en milieu marin et lacustre a permis d'affiner la méthode. En revanche, seuls les travaux de N. Darrénougué *et al.* (2009) nous ont permis de prendre en compte dans notre interprétation les spécificités du milieu souterrain. En utilisant cette technique, en corrélation avec une analyse morphoscopique et exoscopique des grains de quartz et une analyse granulométrique, N. Darrénougué *et al.* (2009) ont réussi à caractériser l'origine d'un dépôt éolien, daté entre 40 et 14 ka cal BP, déposé dans la grotte Blanche, en Australie du Sud. Les signatures géochimiques, granulométriques et morphoscopiques des grains de quartz ont permis de mettre en évidence deux sources d'approvisionnement du stock sédimentaire, l'un en provenance de la région côtière pendant la période humide du stade isotopique 3, l'autre en provenance de l'intérieur des terres pendant les phases froides et sèches du stade 2 (dernier maximum glaciaire).

En France, ce type d'analyse commence à se développer (Perroux *et al.*, 2010). D'autres travaux sont en cours actuellement sur des dépôts rythmés de mousson en Chine s'appuyant notamment sur une analyse géochimique (ANR Climanthrope, resp. R. Maire). Mais la rareté des études géochimiques en domaine endokarstique a limité les points de comparaison. C'est bien là une limite de méthode indéniable. En revanche, plusieurs auteurs ont bien caractérisé la signature géochimique de certains types de dépôts lacustres. Par exemple, Kylander *et al.* (2011) ont montré que la corrélation des pics de Ca et de Sr est un bon indicateur du lessivage des carbonates dans les sols du bassin-versant, avec la précipitation en milieu alcalin des carbonates en solution à partir de SrCO_3 . Cuvén *et al.* (2010), Kylander *et al.* (2011) et Croudace *et al.* (2006) ont mis également en évidence que les éléments Rb, K et Ti sont de bons traceurs des sédimentations détritiques à particules très fines, ou encore que Mn et Fe en corrélation suggèrent des processus d'oxydo-réduction.

5. LES DATATIONS RADIOMETRIQUES U/Th ET ¹⁴C

Les datations U/Th ont été effectuées par Bassam Ghaleb au laboratoire GEOTOP de l'Université du Québec à Montréal (UQAM). Les datations ¹⁴C ont été réalisées par le laboratoire Beta Analytic de Miami et par Artemis au laboratoire LSCE (CNRS-CEA-UVSQ, Saclay) pour un échantillon.

Les deux stalagmites prélevées dans la grotte du Bois du Clos sur et dans le remplissage de la salle de la Boue ont été datées par des méthodes radiométriques en spectrométrie de masse : U/Th (TIMS) et ¹⁴C (AMS). Les résultats donnent les jalons chronologiques de la partie supérieure et moyenne de la séquence sédimentaire (*cf.* chap. 7).

La première méthode (U/Th) est fréquemment employée sur les spéléothèmes (Harmon *et al.*, 1975 ; Cantillana *et al.*, 1986 ; Li *et al.*, 1989 ; Quinif, 1990 ; Quinif et Maire, 1998 ; Rihs *et al.*, 1999 ; Pons-Branchu, 2001 ; Jaillet *et al.*, 2002 ; Genty *et al.*, 2004 ; Couchoud, 2006). La qualité des résultats dépend étroitement de la quantité d'uranium dans l'échantillon, de la présence ou non de particules détritiques, de la quantité plus ou moins grande de ²³²Th détritique qui vieillit artificiellement l'âge de la concrétion ou encore de phénomènes de recristallisation (ouverture du système géochimique) (Railsback *et al.*, 2002 ; Ortega *et al.*, 2005). En fonction de ces paramètres et de la technique employée, les limites de la méthode varient de 350 à 500 ka.

Des datations ¹⁴C ont été effectuées en parallèle afin de préciser l'âge d'une des deux stalagmites, dont les résultats U/Th donnaient une trop grande imprécision. D'une manière générale, il s'agit d'une méthode moins utilisée sur les spéléothèmes que la précédente en raison d'une extension des âges absolus plus restreinte de l'ordre de 40-50 ka. Née dans les années 1960, cette technique nécessite de connaître la proportion de carbone mort (Genty et Massault, 1997, 1999 ; Genty *et al.*, 1999 ; 2001 ; Goslar *et al.*, 2000) et nécessite une calibration (variations du ¹⁴C atmosphérique) (Talma et Vogel, 1993 ; Reimer *et al.*, 2009).

En complément des datations, un examen pétrographique (+ épifluorescence) a été effectué sur les stalagmites datées afin d'identifier les types de fabriques cristallines, l'état d'altération, de contamination détritique ainsi que la localisation de la matière organique. Ces observations ont été effectuées au laboratoire ADES (UMR 5185) de Pessac.

Chapitre 6

La séquence « holocène » de la salle des Oueds (grotte de la Fuie) : un exemple de site hydrosédimentaire en régime épinoyé

Introduction

Nous avons montré que la grotte de la Fuie (Chasseneuil) est une cavité récente, semi-active, qui fonctionne aujourd'hui essentiellement par les fluctuations du niveau de la nappe aquifère, enregistrées par le lurographe. La grotte a été formée à partir de l'évacuation de la roche altérée (*cf.* chap. 3). Les battements de la nappe ont permis la sédimentation d'un puissant remplissage détritique limono-argileux qui forme le plancher de l'ensemble des galeries sur lequel le spéléologue progresse. C'est ce remplissage épais au minimum de 3,40 m que nous nous proposons d'étudier dans ce chapitre.

La grotte de la Fuie se développe dans la zone épiphréatique (ou épinoyée) qui donne lieu à une sédimentation originale et complexe. La séquence sédimentaire étudiée dans la salle des Oueds marque une étape importante de l'histoire de la cavité. Elle permet également de mieux connaître les mécanismes de sédimentation dans un contexte peu décrit de battement de nappe. Par ailleurs, la cavité présente toutes les caractéristiques d'une cavité jeune. Elle représente donc un remarquable laboratoire naturel pour comprendre les dynamiques hydro-sédimentaires récentes. En l'absence de calage radiométrique (absence totale de stalagmite, de bois, d'ossement) lié au système fermé et en raison de la physionomie générale du remplissage dans un contexte actif, on part de l'hypothèse que le dépôt est principalement holocène.

1. SITE ET LITHOSTRATIGRAPHIE

L'étude morphologique de la cavité a révélé la présence dans la salle des Oueds d'une banquette sédimentaire réincisée par un chenal profond de 80 cm (figure 74). Cette banquette offrait la possibilité d'observer en coupe la structure stratigraphique des dépôts. Une première série de prélèvements avait permis de mettre en évidence une lamination très fine des couches supérieures.

La salle des Oueds était donc la seule salle offrant une coupe naturelle partielle dans le remplissage (figure 74). Située un peu à l'écart de l'axe principal de la cavité, elle a été assez peu fréquentée par les spéléologues. Les dépôts étaient donc bien conservés et présentaient peu de risque de « pollution » par les passages répétés des spéléologues. Enfin, cette salle, accessible par l'entrée n°1 le long de la RN141, s'ennoie uniquement lors des crues les plus importantes, ce qui la laisse accessible une longue partie de l'année. Pour toutes ces raisons la salle des Oueds constitue un site favorable pour l'étude de la séquence sédimentaire.

L'encaissant n'ayant pu être atteint, la hauteur de la coupe dégagée à la pelle n'est donc que provisoire. Mais compte tenu de la consistance de plus en plus liquide de l'argile située à la base du remplissage, de la présence d'un lit de silex très altérés et d'une fine pellicule d'eau, il est très probable que l'encaissant calcaire soit assez proche (± 2 m). L'utilisation d'une tarière de 1 m de long n'a pas permis de toucher le fond, mais elle a permis de se rendre compte de la densité accrue des rognons de silex et de la présence de la nappe quelques mètres plus bas.

Le creusement a été réalisé dans le fond du chenal. Il a permis d'atteindre la profondeur de 3,40 m. Le lissage puis le relevé du log stratigraphique à l'aide d'un carroyage ont permis de mettre en évidence de bas en haut quatre grands ensembles nommés par commodité : inférieur, moyen, supérieur et sommital (figures 75-76-77).

Deux techniques d'échantillonnage ont été employées, la méthode des U-channels et celle du carottage. Les *U-channels* que nous avons utilisés sont des profilés aluminium en « U » de 10 cm de long, 2 cm de profondeur et 2 cm de large. La technique consiste à positionner et à enfoncer les profilés perpendiculairement aux structures sédimentaires mises en évidence par la coupe. Afin d'assurer la continuité de l'échantillonnage, les profilés se chevauchent de quelques centimètres. La même technique a été utilisée pour l'échantillonnage sur la coupe de la séquence sédimentaire de la salle de la Boue (grotte du Bois du Clos). Ces premiers prélèvements ont été doublés par un carottage à l'aide de tubes PVC de 80 cm de diamètre, enfoncés à la masse dans le remplissage. Cette technique offre l'avantage de conserver la structure de unités stratigraphiques, de mettre à disposition une quantité importante de sédiments pour les analyses minéralogiques, pour les lames minces (micromorphologie) et l'étude granulométrique. Plusieurs problèmes ont été rencontrés sur le terrain : tube cassé par la présence de rognons de silex dans les dépôts, déformation latérale des unités stratigraphiques par frottement contre les tubes. Les carottes ont pu être sciées au laboratoire EPOC (I. Billy et O. Ther) puis photographiées et passées en radiographie RX (SCOPIX).

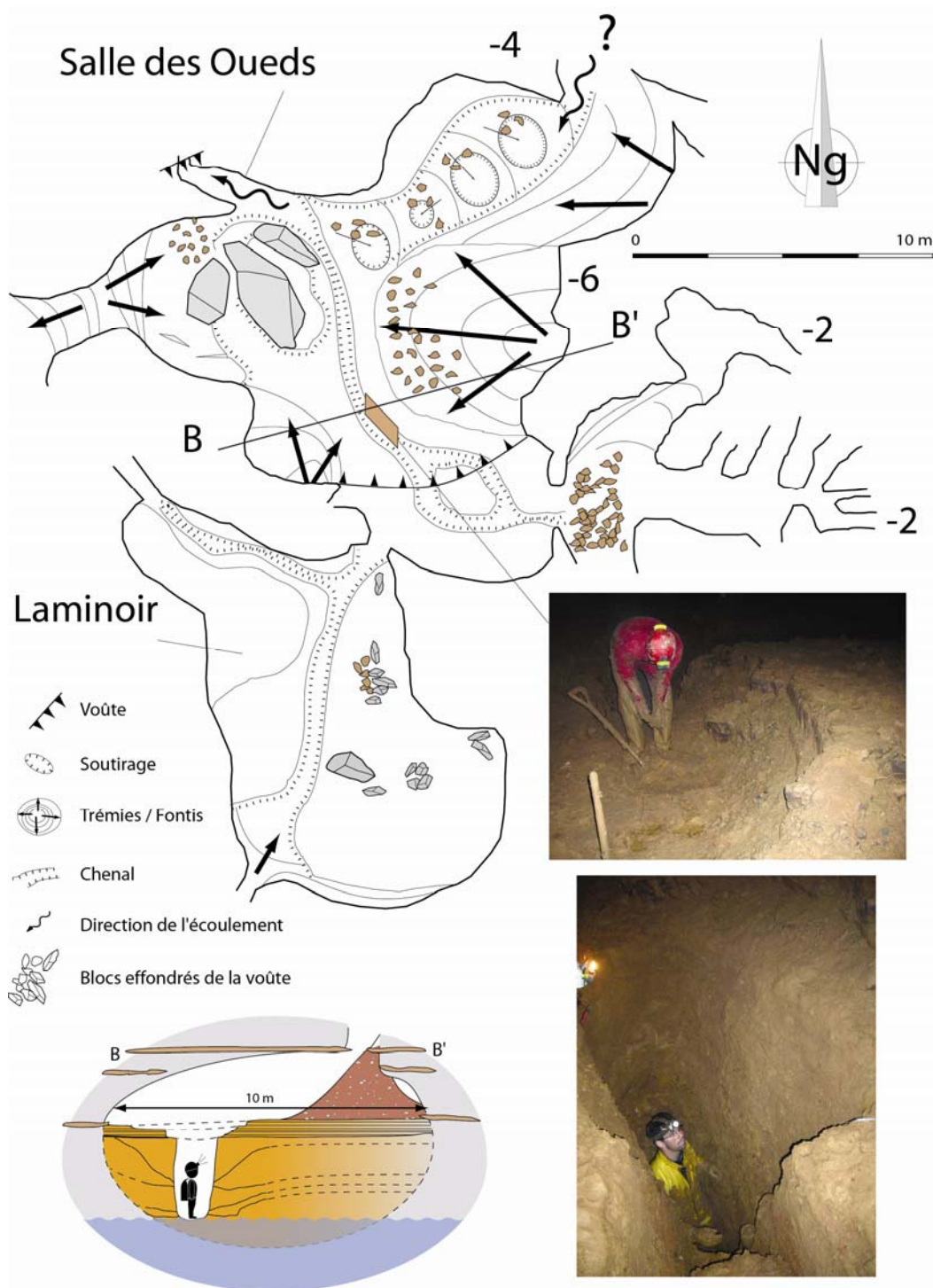


Figure 74 - Site de la salle des Oueds. Le diamètre de la salle est d'environ 10 m, la hauteur entre le remplissage et le toit de la cavité est de 2,50 m environ. La coupe a été réalisée dans le chenal au pied des dépôts rythmés d'une terrasse. On observe une trémie de collapse.

1.1. L'ensemble inférieur

Il représente plus de la moitié de la hauteur totale de la coupe sédimentaire (~ 1 à 1,60 m). Il se compose de deux sous-ensembles distincts : le premier, à la base, présente un caractère essentiellement argileux, tandis que le second présente une granulométrie nettement plus grossière (limons, sables moyens et grossiers). Le tout se caractérise par une série de discontinuités, de chenaux

peu profonds, de fines bandes limoneuses inclinées vers la droite de la coupe et un certain nombre de rognons de silex plus ou moins altérés ainsi que des morceaux calcaires et des géodes de calcite.

1.1.1. Couche "a"

Elle est formée par un dépôt massif homogène d'argile collante de couleur jaune à marron clair avec des teintes rougeâtres. Sa consistance visqueuse lui donne un aspect « caramel beurre mou ». La formation comporte des rognons de silex très altérés organisés en bancs sub-horizontaux. Le contact entre les rognons de silex et la matrice argileuse collante se marque par un mince film sableux jaune, révélant le fort degré d'altération des silex. L'épaisseur du dépôt visible est de 40 cm, la base n'ayant pu être atteinte. La limite supérieure est nette. Elle correspond à une surface de ravinement inclinée de 28° vers la salle du Laminoir, c'est-à-dire dans la direction opposée du sens d'écoulement actuel induit par le battement de la nappe.

1.1.2. Couche "b"

Elle est formée par un sédiment plus hétérométrique, constitué d'un amas de granules millimétriques limono-argileuses lui conférant un aspect grumeleux. La formation contient également des rognons de silex épars (~ 5 cm de diamètre) et des fragments de calcaires altérés d'environ 10 cm de diamètre. Quelques lentilles noires ou rouges colorées par des oxydes de fer sont visibles. L'épaisseur maximale est d'environ 25 cm. La limite supérieure est nette ; elle correspond aussi à une surface d'érosion dont la pente est inclinée vers la salle du Laminoir.

1.2. L'ensemble moyen

Moins épais (~ 70 cm), il présente un dépôt nettement plus sablo-limoneux. C'est un ensemble plus complexe que le précédent. Deux sous-ensembles ont été reconnus ("c" et "d").

1.2.1. Couche "c"

Elle repose en discontinuité sur le matériel précédent. La formation est marquée par une stratification lenticulaire faisant alterner des lits entrecroisés limono-sableux, de couleur brune, avec des couches hétérométriques constituées de cailloutis calcaires et de fragments de silex dans une matrice plus grossière brun-gris. Elles contiennent des galets mous, des morceaux de roche calcaire et des fragments de rognon de silex (5 à 7 cm) ainsi que des nodules limono-sableux rouges, des granules calcaires et des nodules noirâtres. Sa partie supérieure présente des ondulations et des plis. Son épaisseur maximale est de 60 cm.

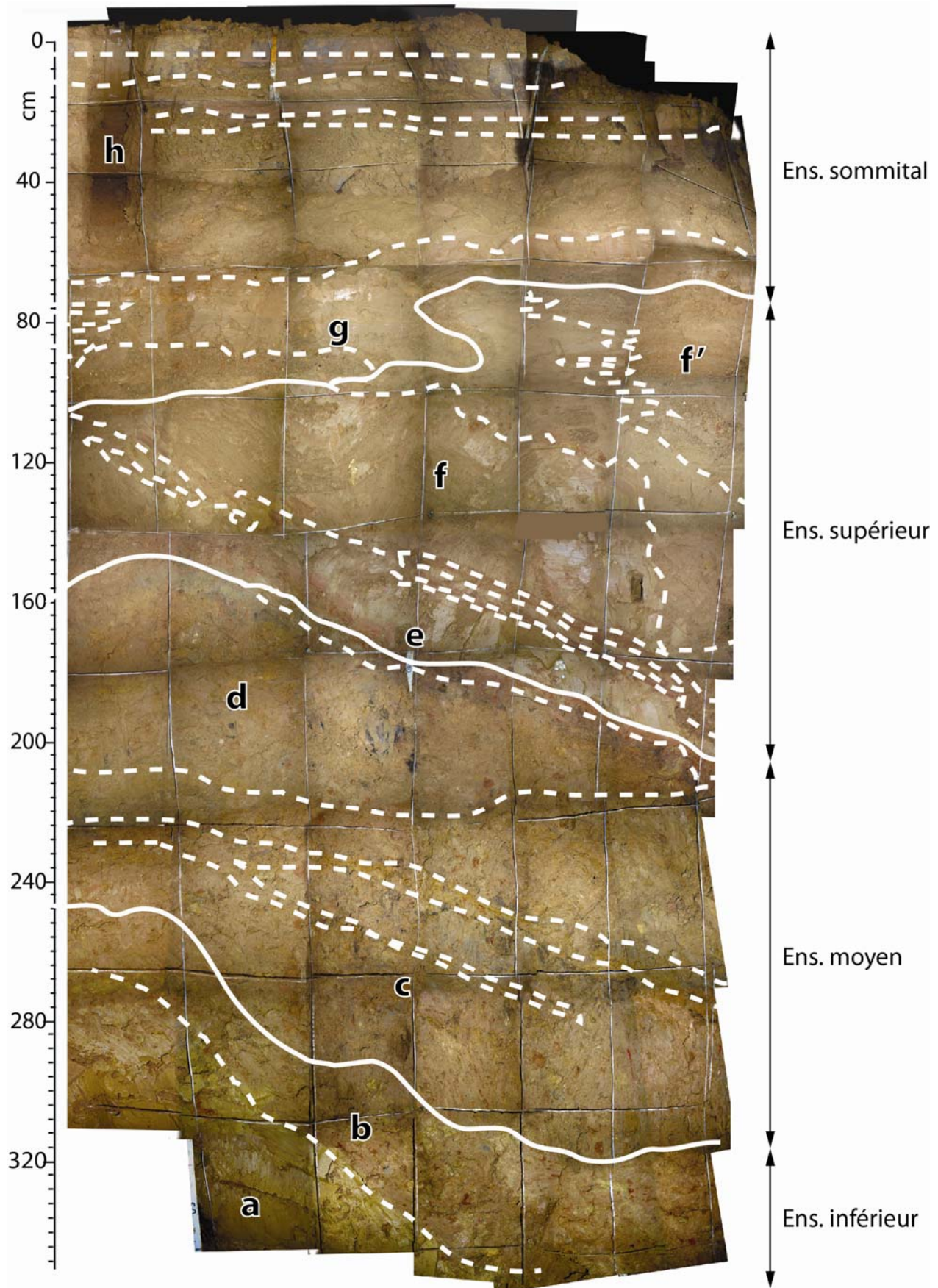


Figure 75 - Photomontage et interprétation stratigraphique de la séquence sédimentaire de la salle des Oueds.

1.2.2. Couche "d"

Elle correspond à une formation hétérogène de couleur brun-gris. La formation est un dépôt limono-argileux très grumeleux contenant quelques cailloux et cailloutis calcaires émoussés et des rognons de silex altérés (8) supérieurs à 5 cm de circonférence. La présence de nombreux nodules rouges délimités par un liseré brun (1,50 cm de diamètre) sont le signe d'une oxydation. Sur sa partie gauche, le dépôt prend des teintes grises et des granules noires ainsi que des galets mous isolés de 2 à 3 cm de diamètre ont été observés. Quelques lentilles noires ou rouges colorées par des oxydes de fer sont visibles. Le dépôt s'amincit en direction de la salle du Laminoir et sa limite supérieure nette est soulignée par un liseré rectiligne rouge-orangé de 4 cm d'épaisseur incliné de 15° dans la même direction. Cette limite peut correspondre à une surface d'érosion.

1.3. L'ensemble supérieur

Il s'agit d'un ensemble peu épais hétérométrique, pas très bien individualisé, qui s'épaissit vers la salle du Laminoir (45 cm). Deux niveaux ont été distingués (niveaux "e" et "f"). Le niveau "e" correspond à un ensemble de lits inclinés de 20° vers la salle du Laminoir qui marque une surface de ravinement. Le niveau "f" est une formation hétérométrique à dominante sableuse.

1.3.1. Couche "e"

Elle correspond à un ensemble stratifié. La stratification se structure en trois fines bandes argilo-limoneuses alternativement rouge et ocre, strictement parallèles, inclinées de 20° vers la salle du Laminoir et recoupant un dépôt lenticulaire d'argile visqueuse ocre. Ce dépôt contient des passées sablo-limoneuses et des fragments de géodes de calcédoine issus de l'altération du calcaire. Un petit chenal sableux érodé a été reconnu au sommet de la formation. Plusieurs discontinuités et indices d'érosion ont été repérés. Les trois bandes sableuses sont recoupées par une passée sableuse. Deux micro-failles sont visibles sur la partie droite, recoupées en partie par une poche de sables grossiers stratifiés.

1.3.2. Couches "f" et "f'"

Deux subdivisions ont été établies ("f" et "f'") en fonction de la texture et de la couleur. La couche "f1" est constituée de chenaux et de passées sableuses pris dans une formation essentiellement limono-argileuse ocre avec des teintes plus rougeâtres. Les deux chenaux en « V » contiennent des éléments de géodes de calcédoine, des galets mous et des éclats centimétriques de silex. On retrouve également dans la matrice limoneuse quelques fragments de géodes de calcédoine intacts. Ce dépôt présente deux surfaces d'érosion superposées. Il est recoupé sur la partie droite par la couche "f2" correspondant à un dépôt limoneux marron recreusé par un chenal sableux profond de 45 cm.

1.4. L'ensemble sommital

Il correspond à la banquette sommitale qui nappe l'ensemble du site. Son épaisseur est de 80 cm. Deux sous-ensembles ont été distingués ("g" et "h").

1.4.1. Couche "g"

La couche "g" est un dépôt stratifié de 25 cm d'épaisseur. On observe des dépôts caillouteux et sableux à stratification lenticulaire pris dans une matrice limoneuse et légèrement inclinés vers l'entrée de la salle (direction de l'écoulement actuel). Les lits de sables grossiers contiennent de nombreux éclats de silex, des granules calcaires et des quartz anguleux.

1.4.2. Couche "h"

La couche "h", quant à elle, est formée d'une alternance de six bandes parallèles argileuses compactes (~ 10 cm) sub-horizontales et de six lamines limoneuses (~ 3 cm). Les bandes argileuses se délitent en polyèdres compacts. Deux lits très fins bruns ondulés (vaguelettes) sont visibles à mi-hauteur des bandes argileuses supérieures. Le dépôt sommital limoneux présente une teinte rosée. Epais de 65 cm, ce dépôt forme la terrasse supérieure (plancher de la salle). Il est entaillé par le chenal actuel.

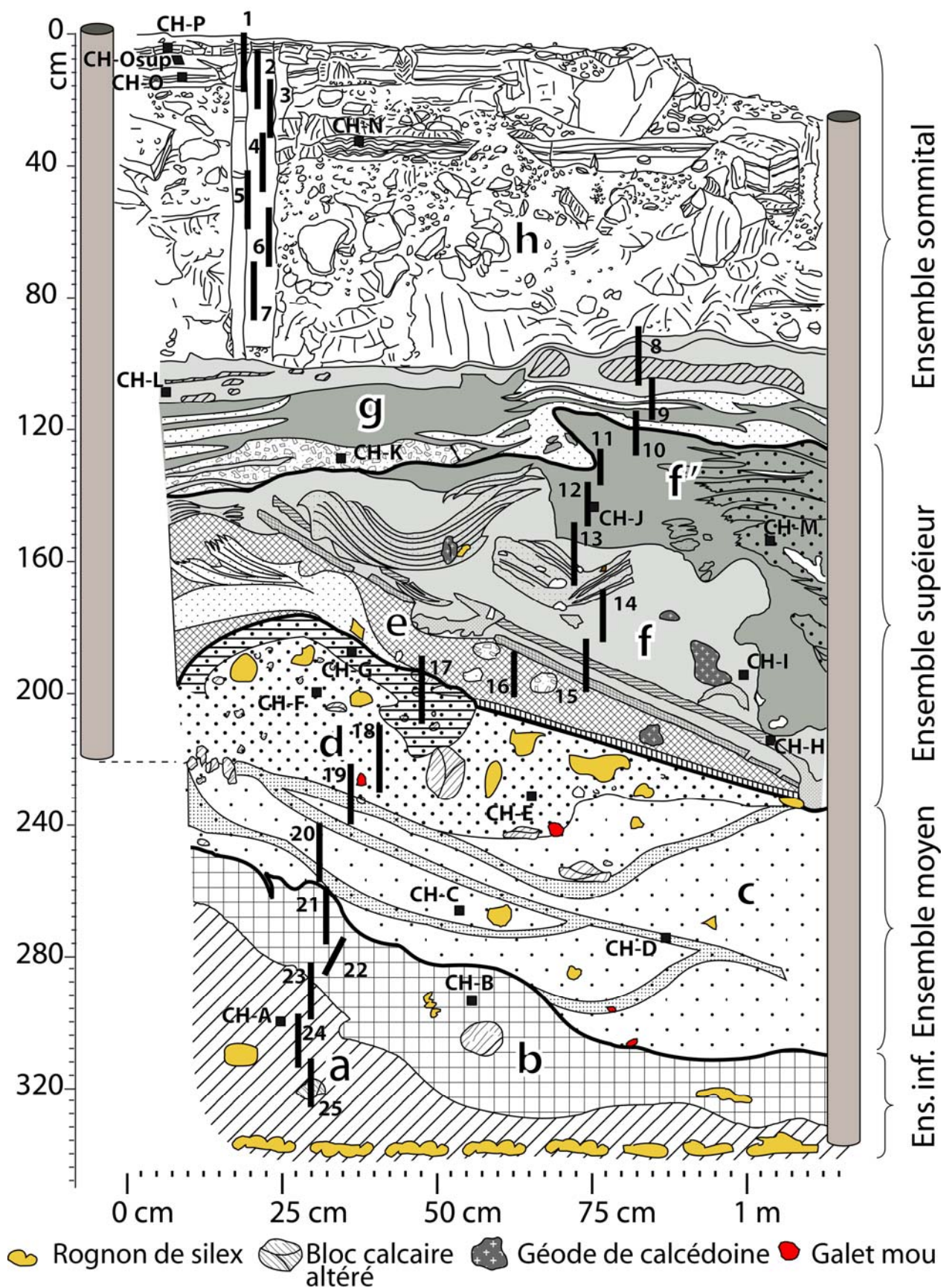


Figure 76 - Interprétation de la séquence sédimentaire des Oueds et position des différents échantillons.

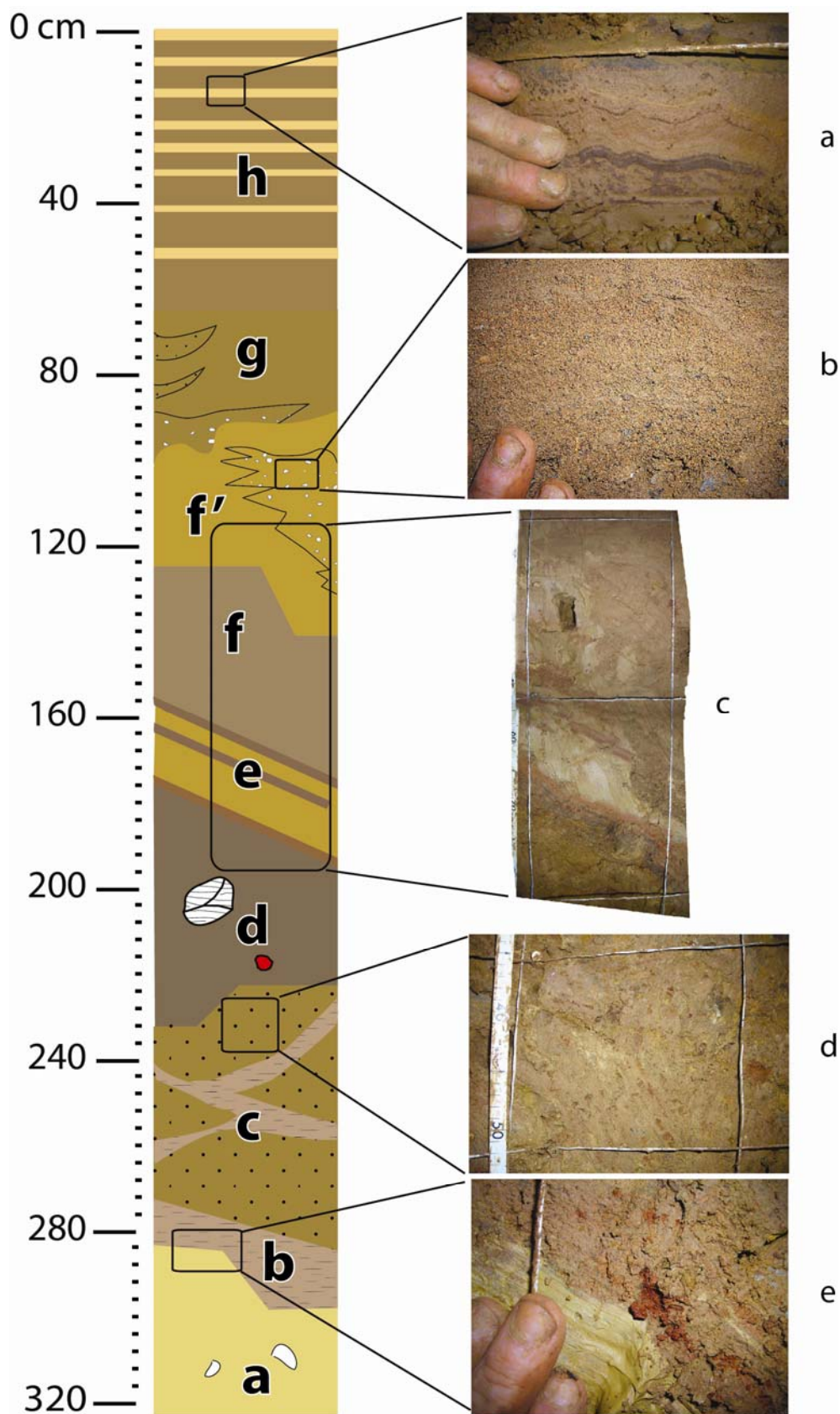


Figure 77 - Figures sédimentaires de détail révélées par la coupe dans le remplissage de la salle des Oueds. Les micro-vaguelettes synsédimentaires au niveau de la banquette sommitale (a), les dépôts sableux lités (b), les formations argileuses à bandes limoneuses inclinées recoupées par des passées sableuses (c), les formations argilo-sableuses (d-e) à la base de la coupe et le dépôt argileux jaune plastique témoignent de la complexité de la séquence et rendent difficile l'interprétation générale.

2. ÉTUDE GRANULOMETRIQUE D'UN REMPLISSAGE RECENT COMPLEXE

Les méthodes de prélèvements sont rappelées compte tenu des contraintes particulières liées au milieu. L'étude sédimentologique combine différentes techniques classiques (granulométrie, minéralogie et micromorphologie) et plus récentes (analyses géochimiques à différentes échelles) ; elle a permis de caractériser la nature, l'origine et les modes de transport et de dépôt de la séquence sédimentaire étudiée dans la salle des Oueds.

2.1. Méthodes de prélèvement et problèmes rencontrés

Trois types de prélèvements ont été réalisés sur la séquence sédimentaire. Un premier prélèvement par la technique des *U-channels* a permis d'extraire vingt-cinq profilés de 10 cm de hauteur en continu (par recoupement) le long de la séquence sédimentaire. Intacts, tous les échantillons ont été extraits puis analysés intégralement.

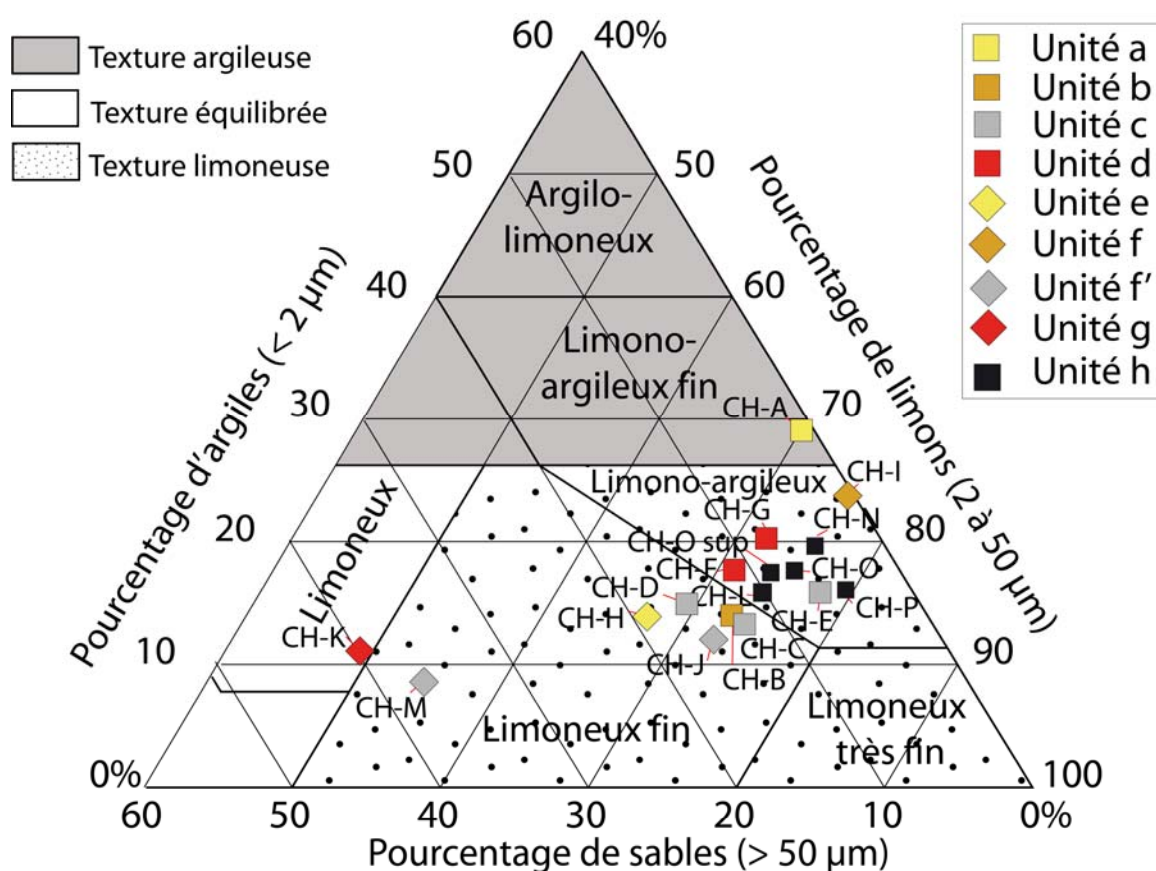


Figure 78 - Position des échantillons du remplissage de la salle des Oueds sur un diagramme triangulaire des textures. La majeure partie des échantillons se localise dans les dépôts de type limono-argileux ou limoneux fin.

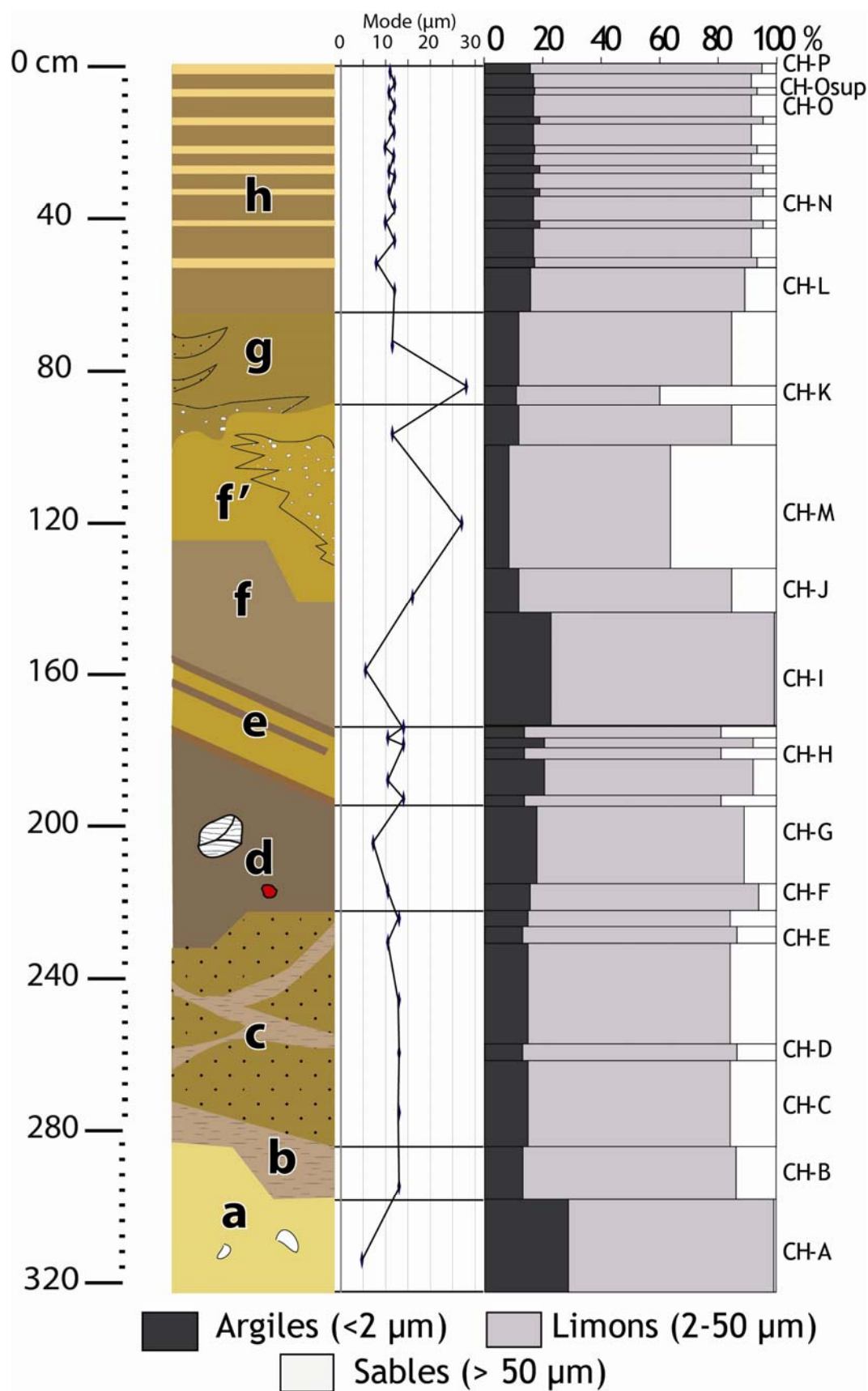


Figure 79 - Log de synthèse et profil granulométrique. Prédominance des dépôts limoneux. On perçoit que les échantillons CH-A et CH-I présentent un très bon tri alors que CH-M et CH-K montrent un mauvais tri (fraction sableuse importante) comme on peut le vérifier sur les histogrammes granulométriques.

Les deux autres échantillonnages ont été réalisés à partir de carottes PVC. Un certain nombre de problèmes ont été rencontrés. Dans le premier carottage, les couches sédimentaires de la carotte supérieure (banquette) ont été déformées. Leur déformation est due à une succion et à un frottement des dépôts contre la paroi du tube. Ce type d'accident se produit également sur des carottages à piston (sur-pistonage). Fort heureusement, les couches sédimentaires ne se sont pas totalement déformées. Elles ont pu tout de même être exploitées pour des lames minces et la minéralogie des sables. Concernant le second carottage, la présence de cailloutis et de rognons de silex dans les dépôts a été un obstacle à la pénétration des tubes PVC. La carotte inférieure a été brisée à la base, ce qui a empêché l'analyse complète de la séquence sédimentaire. En revanche, certains cailloutis et rognons de silex, pris dans la structure sédimentaire, ont pu être échantillonnés. C'est un atout pour la conservation de la structure intacte. Mais ils ont rendu la phase d'extraction plus difficile. Il a été impossible de les scinder. Il a donc fallu les conserver intégralement dans le demi-tube témoin, provoquant des trous à la surface de l'échantillon analysé. Ces aspérités ont perturbé notamment le signal de l'analyse géochimique. Dernier élément contraignant, le tassement des couches dans le tube PVC de la seconde carotte. Les tubes PVC ont été enfoncés verticalement à la masse dans le remplissage. Cette technique a provoqué un tassement du sédiment à l'intérieur des tubes PVC de 57 %.

2.2. Une granulométrie fine mal triée

2.2.1. Un lithofaciès global limono-argileux

La séquence sédimentaire montre un faciès global limono-argileux. Les limons représentent plus de 71% de la totalité des grains mesurés, dont plus de la moitié correspond à des limons fins (figure 78-79). Les argiles représentent plus de 16% et les sables moins de 13% de la granulométrie totale.

Mais dans le détail, les couches stratigraphiques présentent des variations de faciès, mises en évidence par le diagramme des textures. Trois types de texture ont été différenciés:

- Les sédiments à texture argileuse (limons-argileux fins représentés par les échantillons CH-A et CH-I) correspondent aux couches "a" et "f".

- Les sédiments à texture limoneuse (limons-argileux et limons fins représentés par les échantillons CH-B, CH-C, CH-D, CH-E, CH-F, CH-G, CH-H, CH-J, CH-L, CH-N, CH-O, CH-P) correspondent aux couches "b", "c", "d", "e" et "h".

- Les dépôts à texture plus équilibrée (limons à forte proportion de sable, représentés par les échantillons CH-K et CH-M) correspondent aux couches "g" et "f".

Le profil granulométrique (figure 79), de la base au sommet de la séquence sédimentaire, montre une faible variation des taux de limons, hormis les échantillons CH-K et CH-M qui contiennent respectivement moins de 50 % et 55 % de limons et plus de 35 % de sables. Le profil granulométrique confirme les observations stratigraphiques. La séquence témoigne d'une évolution contrastée, avec une alternance régulière de dépôts fins bien triés et de dépôts plus grossiers et hétérométriques.

2.2.2. Trois types de dépôts

Les histogrammes de fréquence et les courbes cumulatives semi-logarithmiques (figures 80-81) ont permis de préciser la qualité du tri, notamment dans les dépôts plus grossiers. En ce qui concerne les histogrammes de fréquence (exprimés en % du poids de la fraction), seuls les échantillons CH-A et CH-I, présentent une distribution unimodale, caractéristique d'un bon tri. Les 15 autres échantillons présentent une distribution plurimodale, plus ou moins prononcée, dénotant un tri assez mauvais. Dans le détail, trois types d'histogrammes ressortent (figure 80) :

- Les histogrammes unimodaux : CH-A et CH-I révèlent un bon classement des dimensions de grains.

- Les histogrammes bimodaux : CH-B, CH-C, CH-E, CH-G, CH-H, CH-J, CH-L, CH-M, CH-N, CH-O, CH-Osup et CH-P révèlent un classement médiocre en lien avec un mélange de deux stocks sédimentaires.

- Les histogrammes plurimodaux : CH-D, CH-F, CH-K, marquent un très mauvais classement.

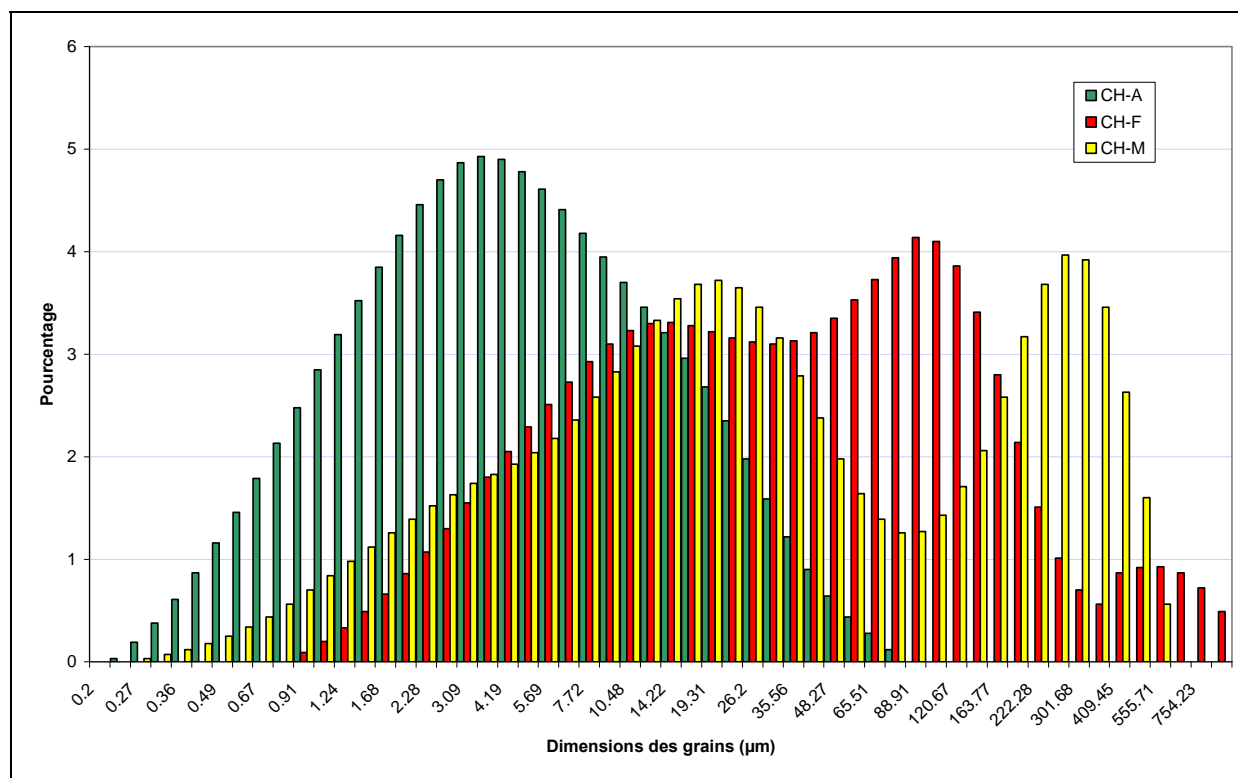


Figure 80 - Histogrammes granulométriques comparés des échantillons CH-A, CH-F et CH-M représentatifs des différentes classes d'échantillons. L'échantillon CH-A présente une remarquable homométrie avec un mode centré sur 3,6 µm. L'hétérogénéité de l'échantillon CH-M se caractérise par deux modes centrés sur 19,31 µm et sur 258,95 µm indiquant deux stocks sédimentaires bien distincts. L'échantillon CH-F se caractérise par un très mauvais tri souligné par trois modes (14,22 µm, 88,91 µm et 555,71 µm).

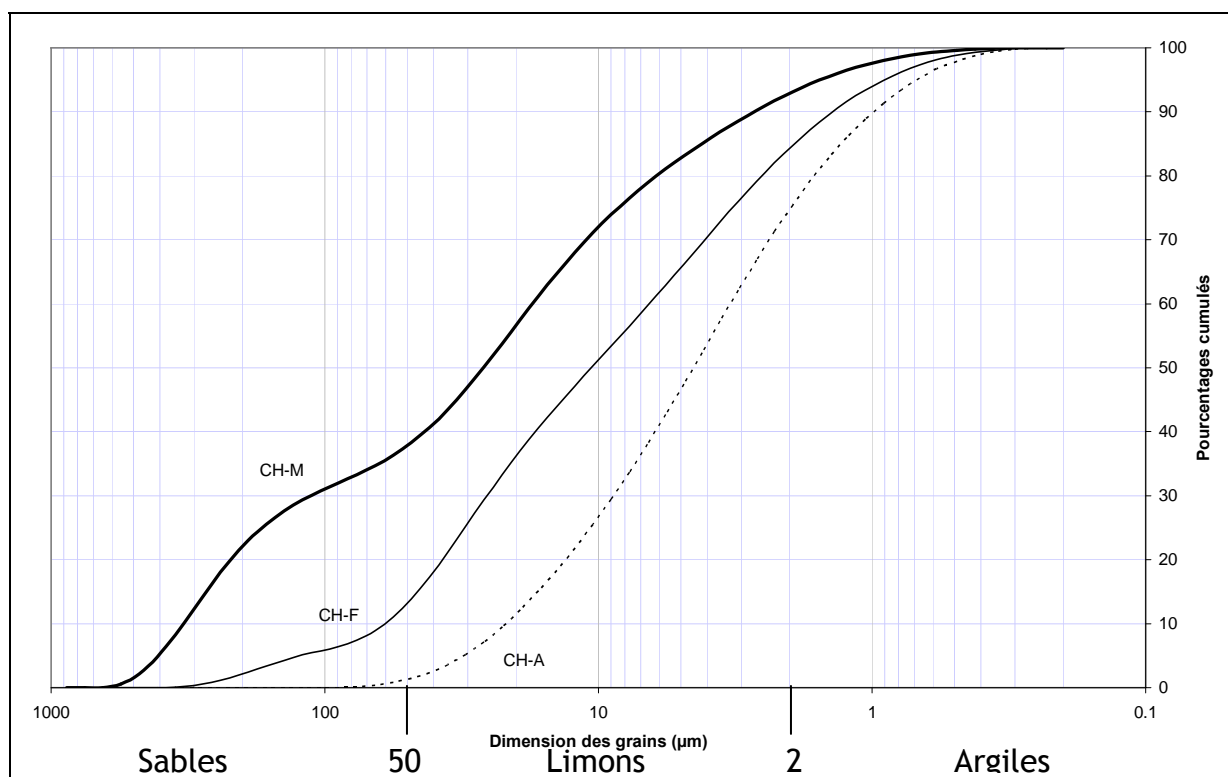


Figure 81 - Courbes granulométriques cumulatives semi-logarithmiques comparatives des échantillons CH-A, CH-F et CH-M.

La répartition des échantillons en fonction des courbes cumulatives semi-logarithmiques (figure 81) permet de distinguer trois types : hyperbolique (CH-M), sub-logarithmique (CH-F) et sub-parabolique (CH-A). Ces trois exemples, jugés représentatifs, ont été choisis pour illustrer les résultats.

Les résultats granulométriques de la fraction fine des trois échantillons, CH-A, CH-F et CH-M, montrent des variations très nettes. La courbe granulométrique cumulative de l'échantillon CH-A est d'allure sub-parabolique, ce qui souligne son caractère homométrique et la prédominance d'éléments très fins, également attestés par un mode net à 3,6 µm. A l'opposé, la courbe granulométrique d'allure sub-hyperbolique ainsi que les deux modes mis en évidence par l'histogramme de l'échantillon CH-M révèlent le caractère hétérométrique de la formation, avec un mélange de deux stocks sédimentaires plus grossiers. Enfin, l'allure sub-logarithmique de la courbe intermédiaire de l'échantillon CH-F atteste d'un mauvais tri des éléments, car chaque dimension est représentée de façon peu ou prou égale. Les trois modes, centrés sur des fractions disparates (14,22 µm, 88,91 µm et 555,71 µm), montrent un mélange complexe de plusieurs stocks sédimentaires.

2.2.3. Des dépôts assez mal triés

Les paramètres et les indices granulométriques sont calculés à partir des courbes cumulatives semi-logarithmiques rétrogrades en ordonnées brutes (tableau 14). Compte tenu du milieu très particulier que représente le karst souterrain, les seuils classiquement retenus pour les indices de Krumbein et de Trask ne peuvent s'appliquer en l'état. Nous considérons un $Q_{d\phi}$ autour de 1 comme un dépôt bien trié, pour des valeurs comprises entre 1 et 1,5 comme étant caractéristique d'un dépôt

moyennement trié et pour des valeurs supérieures à 1,5 un dépôt mal trié ou non trié (Audra, 1994). La classification que nous avons retenue pour l'indice de Trask (So) permet de discriminer trois classes : < 1,2, le tri est bon ; entre 1,2 et 1,5, le tri est moyen ; > 1,5, le tri est mauvais. Il est vrai que des données de référence pour l'analyse granulométrique en contexte souterrain font encore défaut. Les outils d'analyse existants ont été construits à partir d'études de surface. Or il faut bien reconnaître la spécificité des mécanismes de sédimentation dans le domaine profond liée notamment à la contrainte géométrique qui s'exerce dans les trois dimensions. L'exemple ici du Qdφ est parlant. Alors que les résultats bruts montrent un dépôt très mal trié voire pas trié du tout, l'analyse granulométrique ou bien l'utilisation d'un diagramme de Passega ont montré que l'on a affaire à des dépôts de décantation, donc normalement bien triés. Il faut donc prendre les résultats granulométriques avec précaution et surtout les croiser avec d'autres outils d'analyse (Losson et Corbonnois, 2006).

Unités strat.	Echantillon	Paramètres de Trask exprimés en μm				Paramètres de Trask exprimés en φ		Indices granulométriques exprimés en φ		
		Q25	Mode	%	Q75	Q25	Q75	Qdφ	So	Sk
g	CH-P	26.7	22.5	± 5.0	3.7	5.15	8	1.4	1.3	0.35
	CH-O sup	32	30.5	± 5.2	3.4	4.85	8.05	1.6	1.3	0.35
	CH-O	25	22.5	± 4.7	3.4	5.2	8.05	1.4	1.2	0.19
	CH-N	20.1	9.0	± 4.1	3	5.55	8.3	1.3	1.2	0.03
	CH-L	28	19.3	± 4.3	3.9	5.1	7.95	1.4	1.3	0.13
g	CH-K	230	351.5	± 3.6	5.5	2	7.45	2.7	1.9	0.03
f	CH-M	170	259.0	± 4.0	8.7	2.55	6.8	2.1	1.6	0.13
	CH-J	38	22.5	± 4.6	5.2	4.7	7.4	1.3	1.3	0.11
f	CH-I	12	4.9	± 5.0	2.5	6.3	8.55	1.1	1.1	0.10
e	CH-H	40.5	19.3	± 3.9	4.5	4.5	7.7	1.6	1.3	-0.21
d	CH-G	21	4.2	± 4.1	2.8	5.5	8.4	1.5	1.2	-0.21
	CH-F	30.6	26.2	± 4.1	3.2	4.95	8.1	1.6	1.3	-0.01
	CH-E	25	22.5	± 4.5	3.8	5.25	8	1.4	1.2	0.17
c	CH-C	30.5	19.3	± 4.6	4.5	4.9	7.7	1.4	1.3	-0.15
	CH-D	38	30.5	± 4.1	3.9	4.65	7.9	1.6	1.3	-0.12
b	CH-B	31	19.3	± 4.4	4.3	4.9	7.8	1.5	1.3	-0.13
a	CH-A	11	3.6	± 4.9	2	6.45	8.85	1.1	1.1	-0.03

Tableau 14 - Indices et paramètres granulométriques des échantillons du remplissage de la salle des Oueds.

Le croisement des indices de Krumbein et de Trask (figures 82-83) (Audra, 1994) révèle une très forte corrélation entre les résultats Qdφ et So ($r^2 = 0,97$). La relation entre ces deux indices se matérialise par une droite dont l'origine révèle le meilleur classement possible.

Trois groupes d'échantillons se distinguent nettement. Le premier est formé par les échantillons CH-A et CH-I. Leur So < 1,2 indique un très bon tri et leur Qdφ ≤ 1,1 est la signature de dépôts relativement bien triés en lien avec des phénomènes de décantation. Cette interprétation est renforcée par l'allure sub-parabolique des courbes granulométriques cumulatives.

Un autre nuage de points se distingue nettement au centre du graphique, regroupant les échantillons CH-B, CH-C, CH-D, CH-E, CH-F, CH-G, CH-H, CH-J, CH-L, CH-N, CH-O, CH-Osup. Leur indice So compris entre 1,2 et 1,3 et Qdφ entre 1,3 et 1,7 sont la marque de dépôts relativement mal triés en

lien avec un transport de type fluvial ou par ruissellement. Un sous-groupe se détache néanmoins. Les échantillons CH-D, CH-H et CH-Osup ont un $Qd\phi > 1,5$ qui peut correspondre à un ruissellement sur des dépôts remaniés ou bien à des laisses de crues. Leur courbe granulométrique d'allure sub-hyperbolique associée à des histogrammes bi- et plurimodaux met davantage en évidence un transport fluvial dans un contexte de diminution assez rapide de la compétence du cours d'eau. D'une manière générale, l'aspect plurimodal des histogrammes de fréquence souligne la rapidité des changements de sédimentation en rapport avec les variations du niveau d'eau, caractéristique du milieu endokarstique (Quinif *et al.*, 2006).

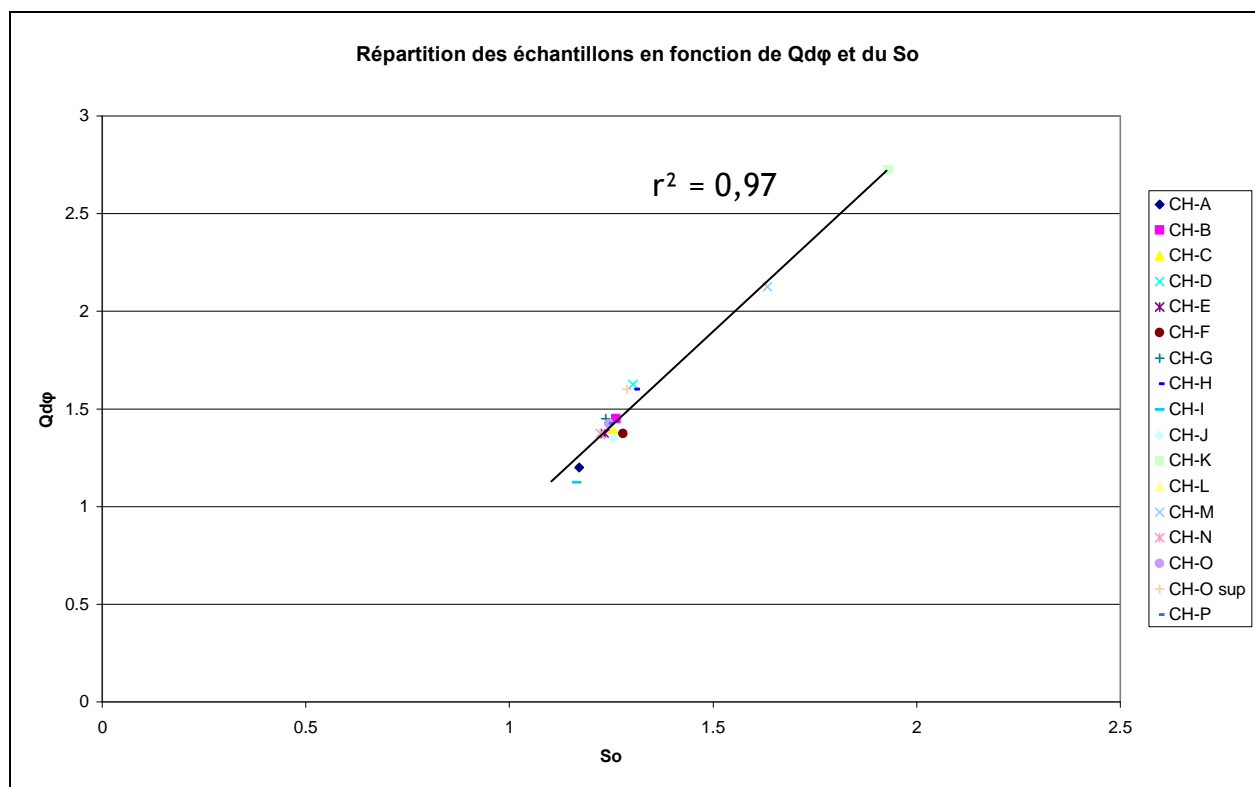


Figure 82 - Répartition des échantillons en fonction de $Qd\phi$ (Krumbein) et du So (Trask).

En dernier lieu, les échantillons CH-K et CH-M se détachent clairement, en haut à droite du graphique. Tous les paramètres tendent à souligner leur hétérométrie très prononcée. Le $Qd\phi > 2$ indique un transport fluvial de formations remaniées, mélangeant au moins deux stocks sableux. Le palier observé sur leur courbe granulométrique révèle que le tiers des grains est supérieur à $100 \mu m$. L'utilisation combinée des indices $Qd\phi$ et So avec le digramme de Passega est utile pour mettre en évidence les modes de mise en place des dépôts.

Concernant l'indice d'asymétrie Sk , l'interprétation reste délicate dans le cas de la grotte de la Fuie. Cet indice n'est pas très discriminant. Pour l'interpréter, il est nécessaire de le corrélérer aux indices de Krumbein et de Trask. Les résultats montrent des valeurs relativement proches de 0. Elles sont difficiles à interpréter en l'état. Pour les dépôts les plus « grossiers » il peut s'agir lors de longues phases de décantation en eau calme, d'afflux ponctuels à faible courant favorisant le brassage de dépôts fins et grossiers (échantillons CH-K et CH-M). Pour les dépôts fins mais mal triés, il peut s'agir

d'effets locaux dus à des arrêts brutaux de sédimentation survenant après des écoulements à courants modérés. Ces arrêts soudains peuvent être provoqués par des blocages (effondrement, soutirage). Enfin, concernant les dépôts les plus fins (CH-A et CH-I), la valeur de Sk proche de 0 s'explique probablement par des courants réguliers de très faible intensité favorisant un bon tri des éléments.

2.3. Indices d'évolution granulométrique

Un certain nombre d'hypothèses ont pu être étayées à partir des paramètres et calculs d'indices granulométriques. Malgré l'utilisation de ces indices synthétiques, la comparaison entre les échantillons n'est pas toujours évidente. L'utilisation d'un diagramme de Passega apparaît comme un outil complémentaire indispensable en vue d'affiner les interprétations en matière de dynamiques hydrosédimentaires.

La plupart des échantillons insérés dans l'image C/M (figure 84) se localisent hors des zones définies par R. Passega. Seuls cinq échantillons s'y intègrent parfaitement. Pour les autres, la caractérisation est plus délicate. Toutefois, hormis deux échantillons (CH-M et CH-K), tous les autres points forment un nuage dont les caractéristiques granulométriques sont proches.

Au final, trois ensembles principaux ont été distingués :

(i) Les dépôts de décantation totale (*pélagique*), représentés par les échantillons CH-A et CH-I. La sédimentation est réalisée soit dans un contexte totalement noyé, soit dans un contexte lacustre. Les fluctuations lentes de la nappe en contexte épinoyé remobilise les particules les plus fines de formations plus anciennes. Le courant est très faible, voire nul. Les couches "a" et "f" présentent donc un faciès de décantation très caractéristique.

(ii) Les dépôts de décantation d'eau turbide (*suspension uniforme*) représentent l'essentiel de la séquence sédimentaire (CH-B, CH-C, CH-D, CH-E, CH-F, CH-G, CH-H, CH-J, CH-L, CH-N, CH-O, CH-Osup, CH-P). La « suspension uniforme » correspond à un dépôt de particules en suspension relativement homogène dans un contexte d'eau turbide sur toute la hauteur de la colonne d'eau avec un léger mouvement de flux et de reflux lors de la montée et de la descente de la nappe. En contexte vadose, la sédimentation se produit par décantation due soit à une diminution de l'écoulement lors de la décrue (paramètre hydrodynamique), soit à un blocage (barrage, cuvette, soutirage, effondrement de voûte). Ces types de dynamiques expliquent d'ailleurs les valeurs de l'indice d'asymétrie Sk très proches de 0. On remarque que les quatre échantillons de l'unité stratigraphique supérieure "h" sont à la limite de la décantation totale. Ce résultat montre que malgré des indices granulométriques de classement assez médiocres, ces échantillons sont assez proches des faciès de décantation.

(iii) Les dépôts fluviatiles peu triés (*suspension gradée*), représentés par les échantillons CH-K et CH-M. La « suspension gradée » désigne la zone localisée à proximité du fond. Il ne s'agit pas à proprement parler de la charge de fond. Toutefois, la granulométrie décroissante vers le haut indique l'influence d'un transport lié aux courants de fond qui donnent une sédimentation typique dans les chenaux fluviatiles (Rivière, 1977 ; Audra, 1994). Cependant, la médiane relativement faible des deux

échantillons (< 30 μm) ne permet pas de les classer strictement dans la catégorie des dépôts de « suspension gradée ».

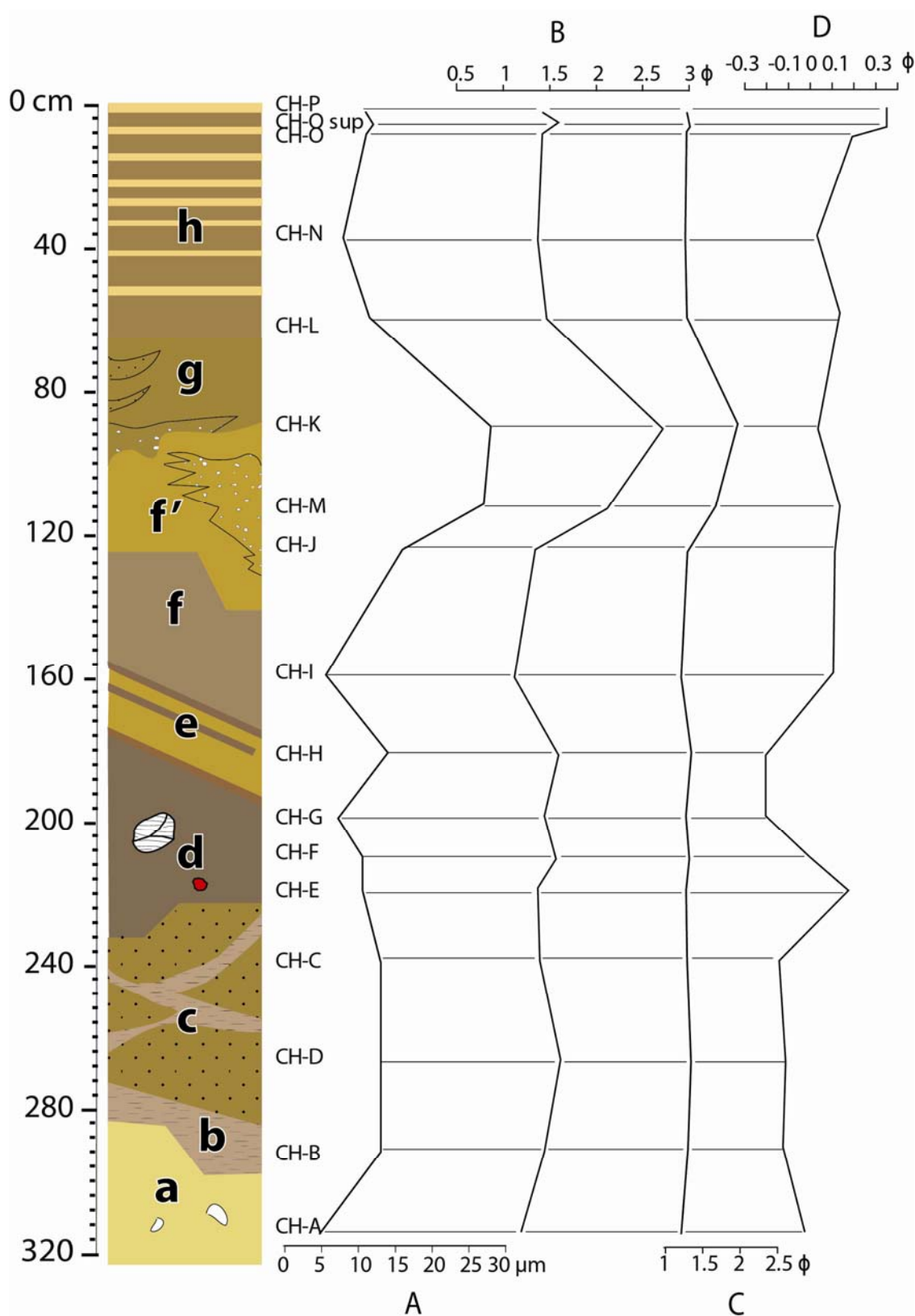


Figure 83 - Évolution des paramètres et indices granulométriques le long de la séquence sédimentaire. A : médiane (μm) ; B : Indice de Krumbein ($Q_d\phi$) ; C : Sorting index (Trask) ; D : Skewness (indice de dissymétrie).

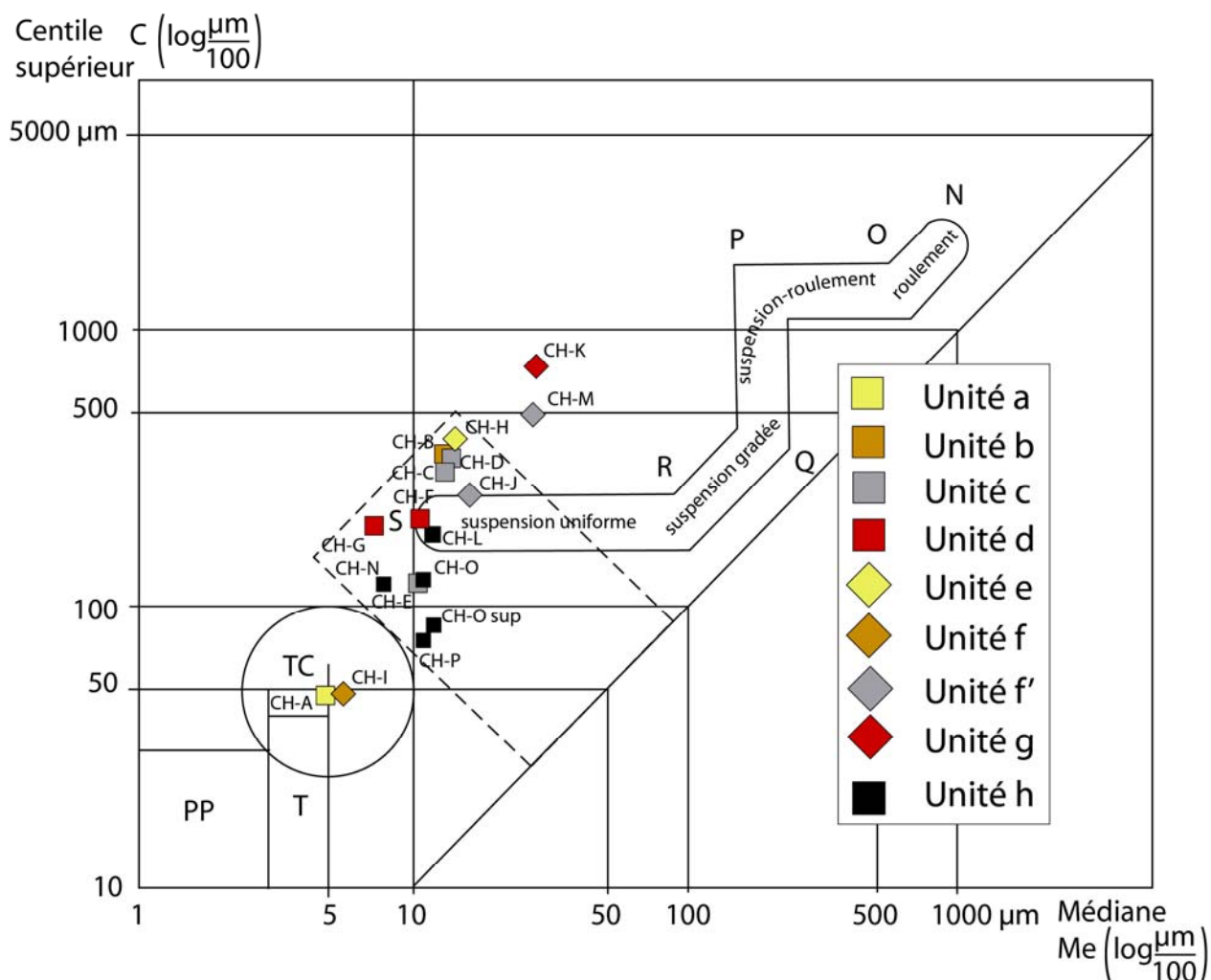


Figure 84 - Situation d'une série d'échantillons du remplissage de la salle des Oueds (La Fuie) dans un diagramme de Passega. Légende : SR = dépôts de suspensions homogènes ; RQ = dépôts de suspensions « gradées » ; QP = dépôts de suspensions gradées et de roulement ; PO = dépôts de roulement et de suspensions gradées ; ON = dépôts de roulement ; Dépôts de décantation totale (T = suspensions pélagiques ; TC = talus continental ; PP = pélagique profond).

En résumé, l'étude granulométrique et des processus hydrosédimentaires a révélé une dynamique hydrologique générale dominée par des courants assez faibles dans un contexte de décantation totale qui, par intermittence, pouvait être interrompue par des afflux d'eau relativement plus importants, entraînant un mélange de stocks sédimentaires.

3. MINÉRALOGIE ET ORIGINE DES DÉPÔTS

Les observations au microscope polarisant (figures 85-86) ont permis de mettre en évidence le mélange de différents cortèges minéralogiques caractéristiques de socle et d'un volcanisme en provenance du Massif central d'un côté et des cortèges issus de la couverture détritique tertiaire et de l'altération des calcaires *in situ*.

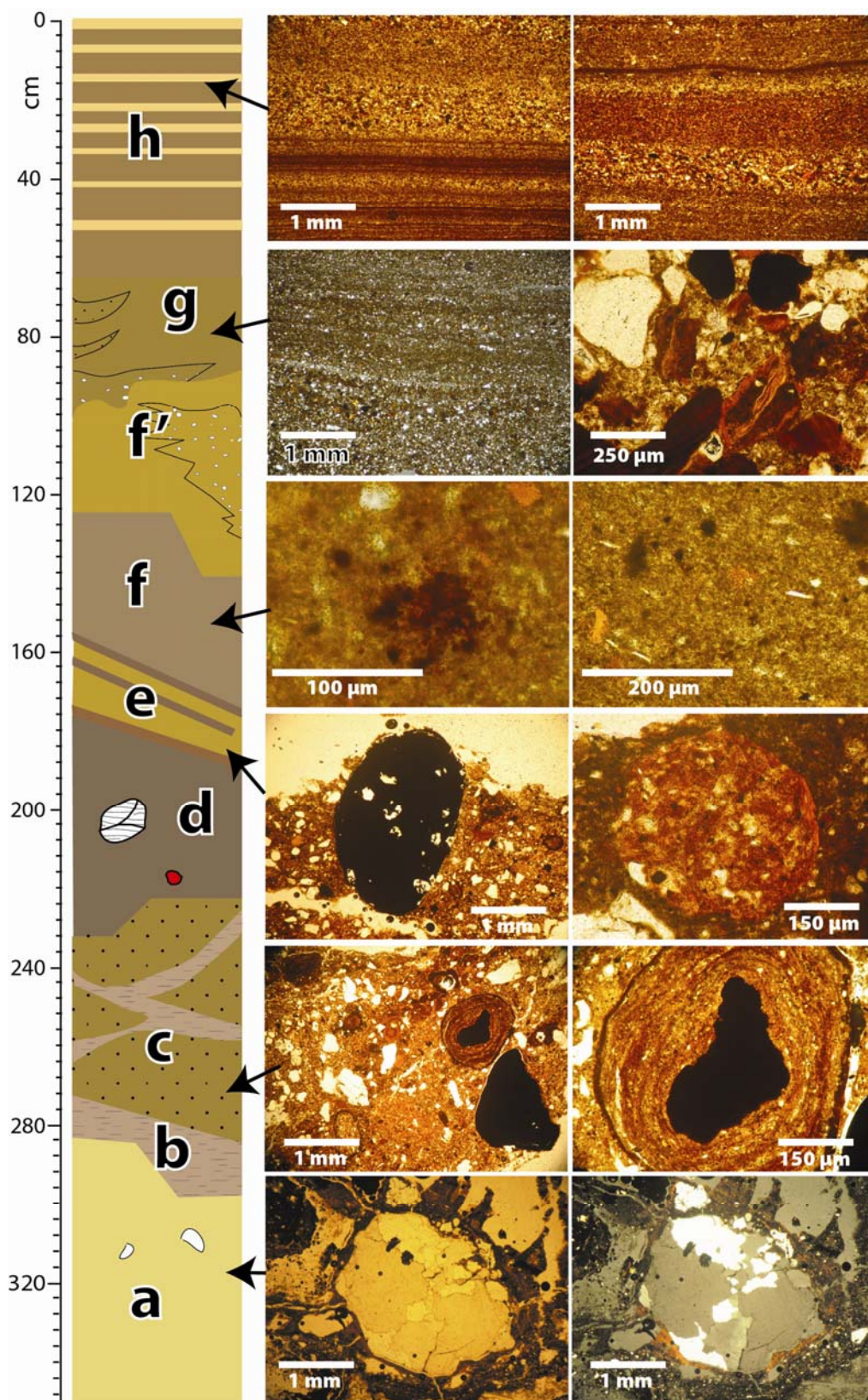


Figure 85 - Lames minces de quelques couches stratigraphiques du remplissage de la salle des Oueds. Unité (a) = gros quartz engrenés ("LN" et "LP"). Unité (c) = pisolithe de fer ("LN"). Unité (e) = unité à gros grains de quartz, de calcédoine, de cuirasse pris dans une matrice argileuse rouge en "LN". Unité (f) = ferro-bactéries en amas, amphiboles et grains de fer ("LN"). Unité (g) = doublets de lamines de crue et de décrue ("LN"). A droite, détail des débris grossiers : quartz sub-anguleux, grains ferrugineux et argileux ("LP"). Unité h = doublets de lamines de crues saisonnières caractérisées par un granoclassement décroissant. On observe aussi des microlamines de crues secondaires.

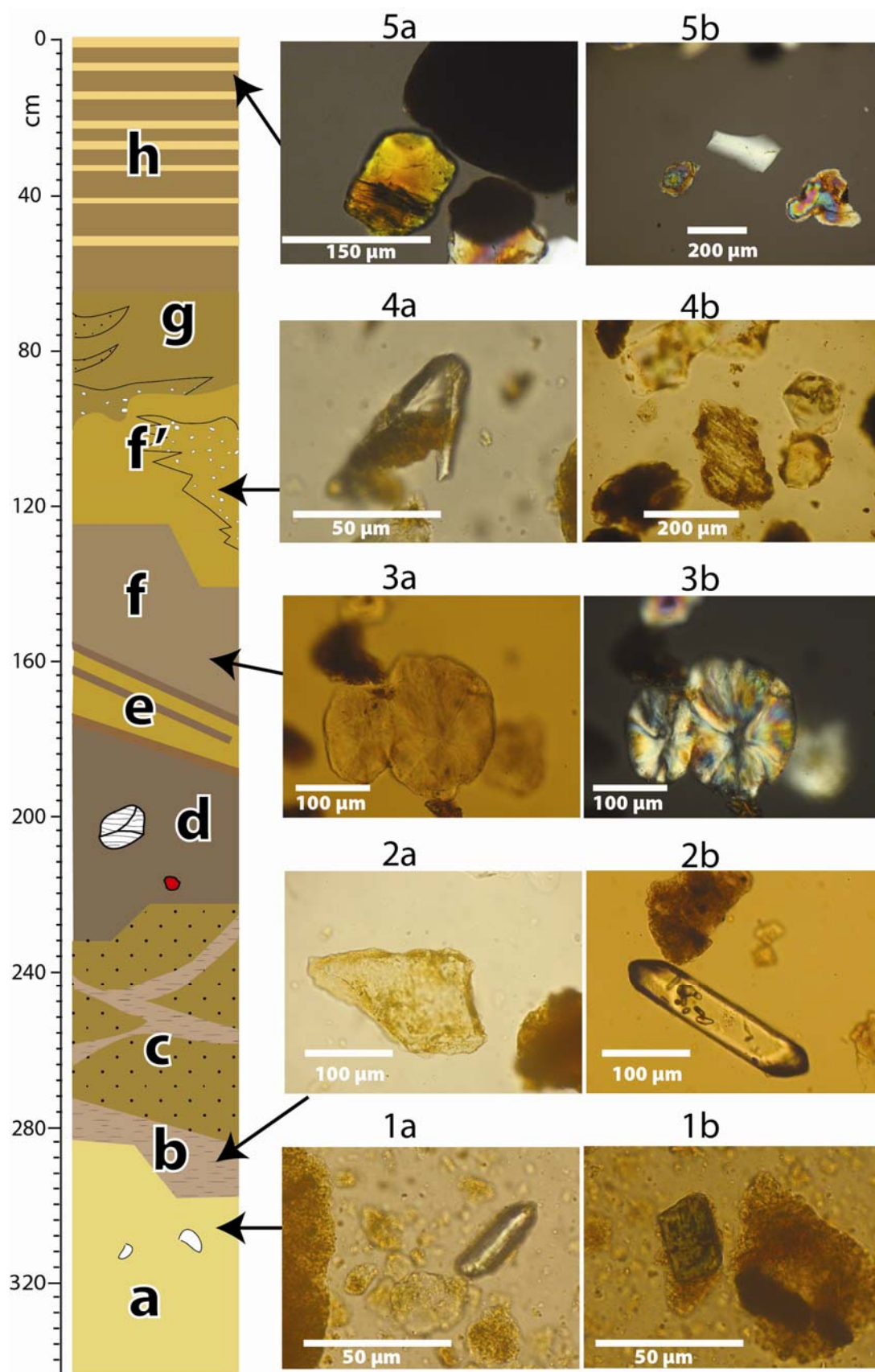


Figure 86 - Minéraux en grains observés dans la coupe de la salle des Oueds. Légende : 1a. Zircon (“LN”), 1b. Hornblende verte (“LN”), 2a. Quartz brun (“LN”), 2b. Zircon (“LN”), 3a et 3b. Grain de calcédoine (“LN” et “LP”), 4a. Écharde de verre (“LN”), 4b. Quartz altéré (« LN »), 5a. Quartz brun (« LP »), 5b. Écharde de quartz volcanique (« LP »).

3.1. Les dépôts anciens de l'altération des calcaires *in situ*

La signature minéralogique des couches "a" et "f" témoigne d'un cortège dominé par des éléments issus de l'altération *in situ* de l'encaissant calcaire bajocien. Les observations à la loupe binoculaire et au microscope en lumière réfléchie ont permis de confirmer l'altération très poussée des fragments de calcaire beige poreux. Les rognons de silex très altérés sont enrobés dans une gangue sableuse jaune plus ou moins cohérente.

La reconnaissance au microscope polarisant de micro-billes de calcédoine associés à des quartz anguleux, des micro-cristaux de calcite micritique atteste également de cette origine locale. Mais la présence de grains de biotites, de zircons et de tourmalines, qui forment un cortège typique de socle, révèle la grande complexité de ces dépôts relativement anciens et plusieurs fois remaniés (figure 86).

3.2. Les dépôts de la couverture tertiaire

Ces dépôts présentent une teinte rougeâtre (figure 86) et se caractérisent par un mélange de différents stocks de particules. D'un point de vue minéralogique, ils sont constitués par de nombreux fragments d'oxydes de fer, des pisolithes ferrugineux ou encore des quartz profondément « digérés » qui attestent d'une longue phase de stabilisation en surface sous des conditions climatiques chaudes et humides. Les bouts de cuirasse fragmentés associés aux pisolithes ferrugineux permettent de corréler ces dépôts aux formations superficielles cénozoïques.

3.3. Les dépôts plus récents en provenance du Massif Central

Deux types de cortège minéralogique ont été reconnus : un cortège typique de socle et un petit cortège généralement associé au volcanisme (figure 86). Les grains de zircons, tourmalines, hornblendes et sphènes sont issus de la désagrégation des roches métamorphiques du Massif central. Présentant de nombreuses marques d'altération et de corrosion (surfaces polies, golfes de corrosion), ils sont assez abondants dans l'ensemble du remplissage, mais se rencontrent préférentiellement dans les dépôts plus grossiers.

Les quartz bruns, les échardes de quartz et les verres attestent de la reprise d'éléments volcaniques. Ces éléments se situent dans les dépôts grossiers de type fluvatile (couches "f" et "g"). L'influence du Massif Central est donc prédominante. La grotte de la Fuie a fonctionné comme un piège sédimentaire pour ces dépôts dont l'origine plus lointaine nécessite un transport fluvatile ou éventuellement éolien. Mais nous n'avons pas observé de quartz éolien.

L'étude granulométrique et minéralogique des dépôts a permis de mettre en évidence la prédominance de minéraux argileux.

3.4. Minéralogie des argiles et des silicates non argileux

Deux échantillons ont été analysés par diffractométrie de rayons X (A. El Albani, lab. HyDRASA, Poitiers), le premier (CH-A) prélevé à la base du remplissage dans la couche "a", le second (CH-P) au sommet dans la couche "h" (figure 87). La composition minéralogique du dépôt est assez constante. Les deux diffractogrammes sont très ressemblants.

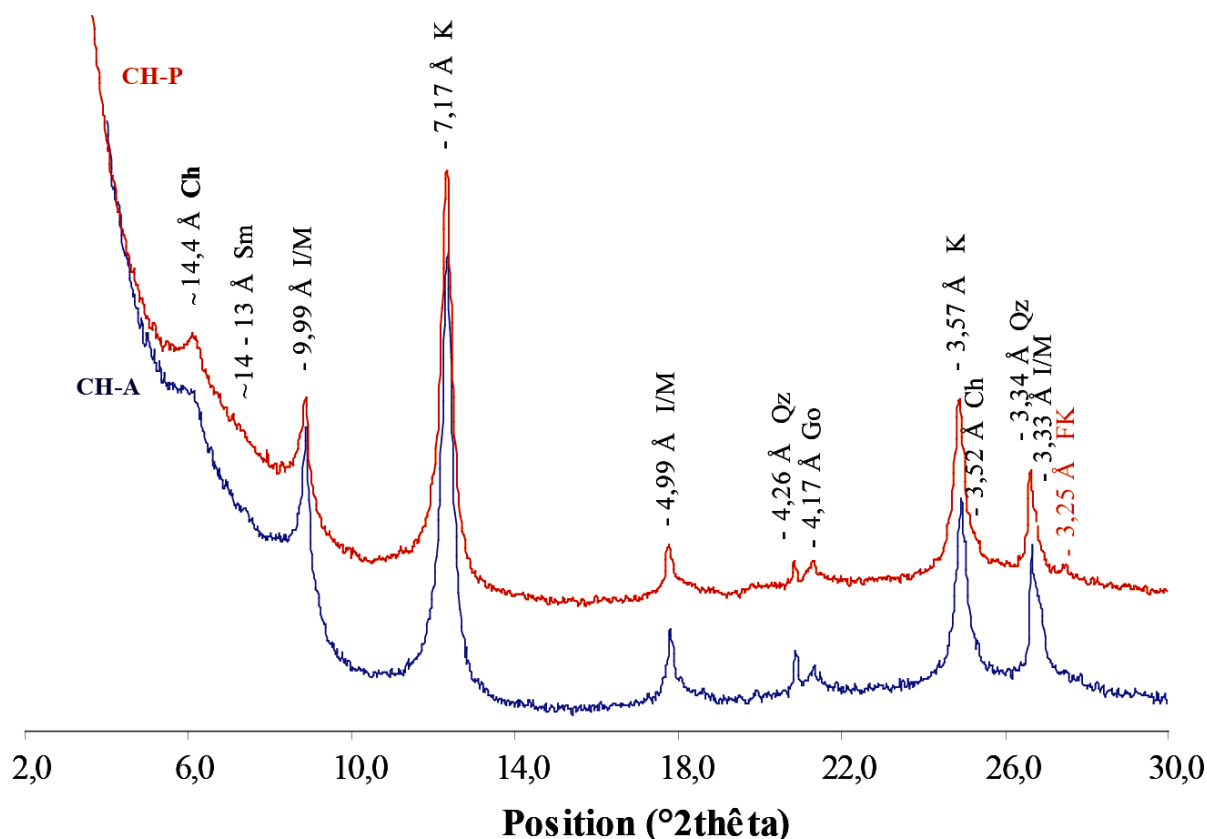


Figure 87 - Diffractogrammes comparés des échantillons CH-A (couche "a", base du remplissage, courbe bleue) et CH-P (couche "h", sommet, courbe rouge). Légende : Ch = Chlorite ; Sm= Smectite ; I/M = Illite / Mica ; K = Kaolinite ; Qz = Quartz ; Go = Goethite ; FK = Feldspath potassique. (lab. Hydrasa, Poitiers).

Les cortèges minéralogiques (chlorite, smectite, illite et kaolinite) sont identiques dans les deux échantillons (couches "a" et "h"). Les proportions ne varient que très faiblement (tableau 15). La kaolinite est la plus abondante (30 % des minéraux dans la couche "a" et 31 % des minéraux dans la couche "h"), suivis de l'illite (entre 25 et 21 %), de la chlorite (18-19 %) et de la smectite (9-10 %). Seules les quantités des minéraux varient, légèrement plus abondantes (2-3 %) dans la couche "a".

	Kaolinite	Chlorite	Illite/Mica	Smectite	Quartz	Goethite	Feldspath potassique
CH-A couche a	30%	18%	25%	10%	13%	4%	-
CH-P couche h	31%	19%	21%	9%	12%	4%	4%

Tableau 15 - Composition minéralogique des argiles de deux unités, l'une à la base du remplissage, l'autre au sommet. Les cortèges minéralogiques sont quasi identiques et les proportions varient très peu. Les dépôts ont donc très peu évolué après leur sédimentation dans la cavité. (lab. Hydrasa, Poitiers).

Les cortèges minéralogiques des silicates non argileux des deux couches stratigraphiques ("a" et "h") se caractérisent par la présence de quartz et de goethite. Ils ne diffèrent que par la présence de feldspaths potassiques (FK) dans la couche "h" (échantillon CH-P). La quantité de quartz, bien qu'elle soit dominante, diminue sensiblement dans la couche "h". Dans les deux couches la proportion de goethite reste faible (4%). La présence de feldspaths potassiques (FK) dans la couche "h" (échantillon CH-P) est intéressante. Son origine n'est pas clairement établie. Les FK peuvent avoir une origine sédimentaire. Ils proviendraient de l'altération de l'encaissant calcaire bajocien qui contient des FK en faible proportion (Hantzpergue, 1979 ; Hantzpergue et Maire, 1981 ; Foucher, 1986). Ils peuvent également provenir de l'érosion du socle cristallin, dont l'affleurement est situé à moins de 10 km de la cavité.

Les cortèges minéralogiques argileux et non argileux diffèrent donc très peu de la base au sommet du remplissage. Cette faible variation montre que les dépôts ont très peu évolué depuis leur sédimentation dans la cavité.

4. ANALYSES MICROCHIMIQUES PAR FLUORESCENCE X

Deux méthodes d'analyse complémentaires ont été utilisées à partir de deux sondes différentes, la microsonde XRF Horiba XGT-7000 et l'Avaatech XRF Core Scanner (figures 87-88). Un premier profil de la séquence sédimentaire a été réalisé par G. Devès à partir de la microsonde XRF au laboratoire du CENBG (resp. R. Ortega) en séquence semi-continue (une mesure avec un faisceau de 100 µm tous les 5 mm pendant 3 minutes). Les mesures réalisées à partir du Core Scanner, au laboratoire EPOC (I. Billy, Université Bordeaux 1), ont permis de traiter à la fois rapidement et en continu (avec un faisceau de 1 mm tous les 1 mm pendant 30 secondes), une partie de la séquence sédimentaire. Les profils géochimiques ainsi obtenus (figure 88) ont permis ensuite de se focaliser sur des zones particulières et de les traiter par le micro-XRF Horiba, notamment par imagerie (cartographie chimique). Ces deux méthodes complémentaires ont donc montré qu'elles sont indispensables pour un meilleur diagnostic géochimique des dépôts.

4.1. Mise en œuvre des deux sondes de fluorescence X

La première analyse géochimique du remplissage de la salle des Oueds a été réalisée à partir de 25 *U-channels* d'une longueur moyenne de 10 cm, échantillonnés en continu le long de la coupe verticale du remplissage. Elle a permis de déterminer la proportion des éléments majeurs Al, Si, K, Ca, Ti, Mn, Zr et Fe dans la composition de chaque unité stratigraphique. Après séchage dans une étuve à 80°C durant 12 heures, les échantillons ont été placés en position parallèle par groupe de 5 dans la chambre de la sonde Horiba XGT-7000. Une mesure est effectuée par un faisceau de 10 µm tous les 5 mm pendant 3 minutes. L'analyse n'est donc pas en continue. Les résultats sont fournis en pourcentage de la totalité des éléments chimiques détectés. C'est un aspect important, car l'analyse quantitative permet de comparer la proportion de chaque élément dans l'échantillon.

La seconde analyse géochimique du remplissage de la salle des Oueds a été réalisée à partir de deux carottes sédimentaires mises bout à bout, d'une longueur totale de 105 cm. Malgré les problèmes liés au tassement des dépôts lors du carottage, précédemment évoqués, il a été décidé de réaliser un profil en continu. Après avoir lissé la surface de l'échantillon, celui-ci a été enrobé dans un film d'ultralene protecteur pour éviter la formation de fentes de dessiccation. Il a été finalement placé encore humide dans la chambre du Core Scanner. Le signal géochimique sédimentaire obtenu est continu. Les résultats semi-quantitatifs sont fournis en coups/seconde. L'Avaatech XRF Core Scanner permet l'acquisition de données en continu sur des séquences sédimentaires longues en un temps relativement court. C'est un avantage remarquable comparé à la microsonde XRF.

Mais contrairement aux résultats de la microsonde XRF (figure 88), le profil obtenu à partir du Core Scanner ne permet pas de montrer facilement la prédominance de tel ou tel élément chimique dans la mesure où les résultats sont semi-quantitatifs. Pour obtenir des valeurs de concentration, il faudrait réaliser des analyses géochimiques complémentaires classiques. C'est là une des limites du Core Scanner. Sur les 164 cm supérieurs de la séquence sédimentaire, 12 éléments ont été détectés : Al, Si, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Zn, Rb, Sr, Y et Zr. Tous ces éléments sont des paramètres d'entrée dans l'analyse sédimentologique (Croudace *et al.*, 2006). Les rapports entre ces éléments sont aussi des indicateurs souvent utilisés en sédimentologie pour déterminer l'origine et la nature des dépôts.

4.2. La prédominance des éléments Al, Si et Fe

Les résultats obtenus sur la microsonde XRF. montrent, malgré un signal très bruité, de nettes variations le long de la séquence sédimentaire (figure 89). Trois éléments, Al, Si et Fe ressortent distinctement. Les autres éléments analysés sont beaucoup plus atténués. Les éléments dominants sont Si (moyenne = 51,3 %) et Fe (moyenne = 25,3 %). La proportion moyenne de Al dans l'ensemble du remplissage est de 12,2 %. Les proportions de K, Ca, Ti représentent 7,2 % de la composition totale. Zr et Mn sont présents, avec respectivement une proportion de 0,3 % et 0,7 %. Ces premiers résultats montrent que l'on a affaire essentiellement à des silicates d'alumine, en corrélation avec ceux obtenus à partir de l'analyse granulométrique et minéralogique.

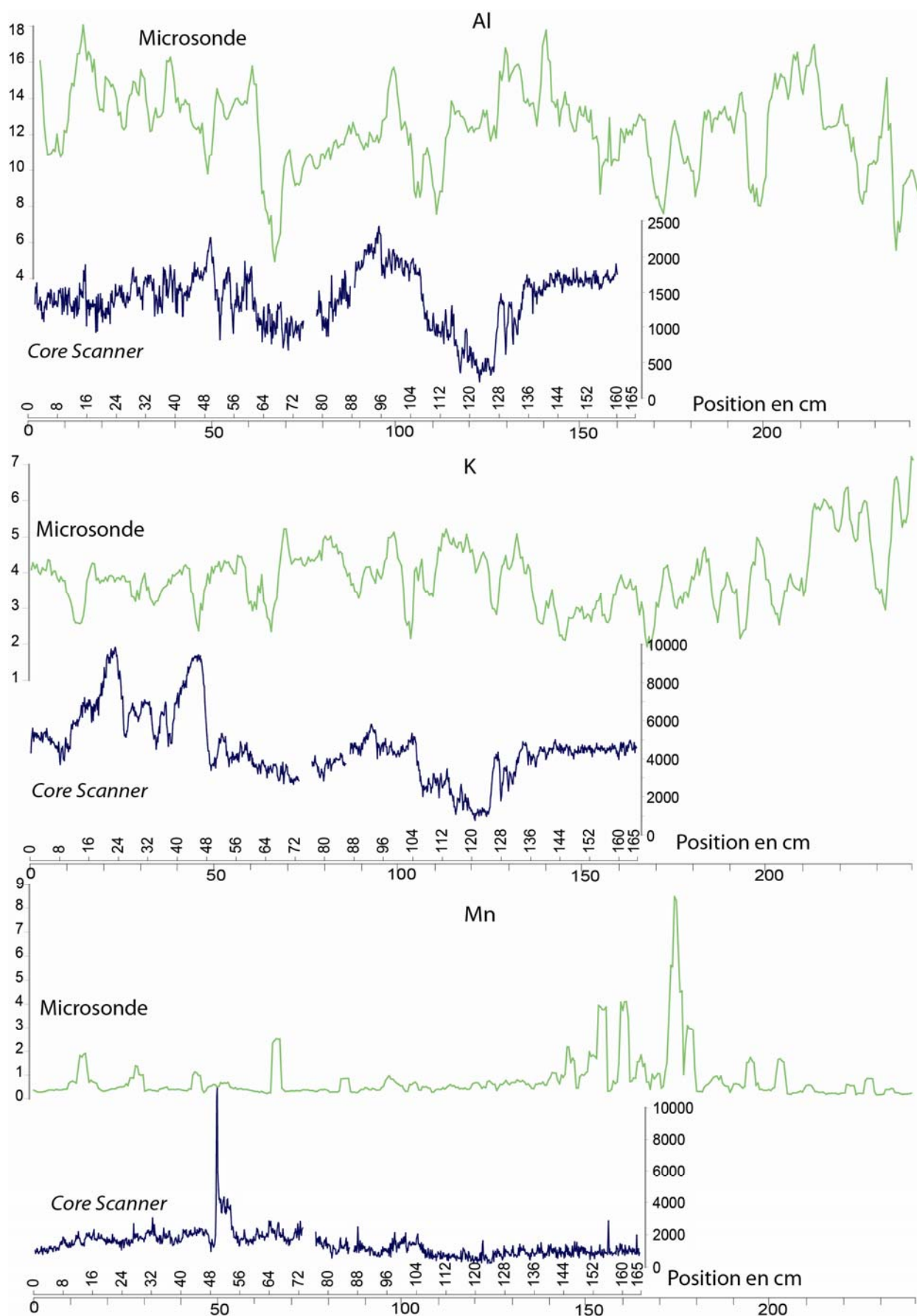
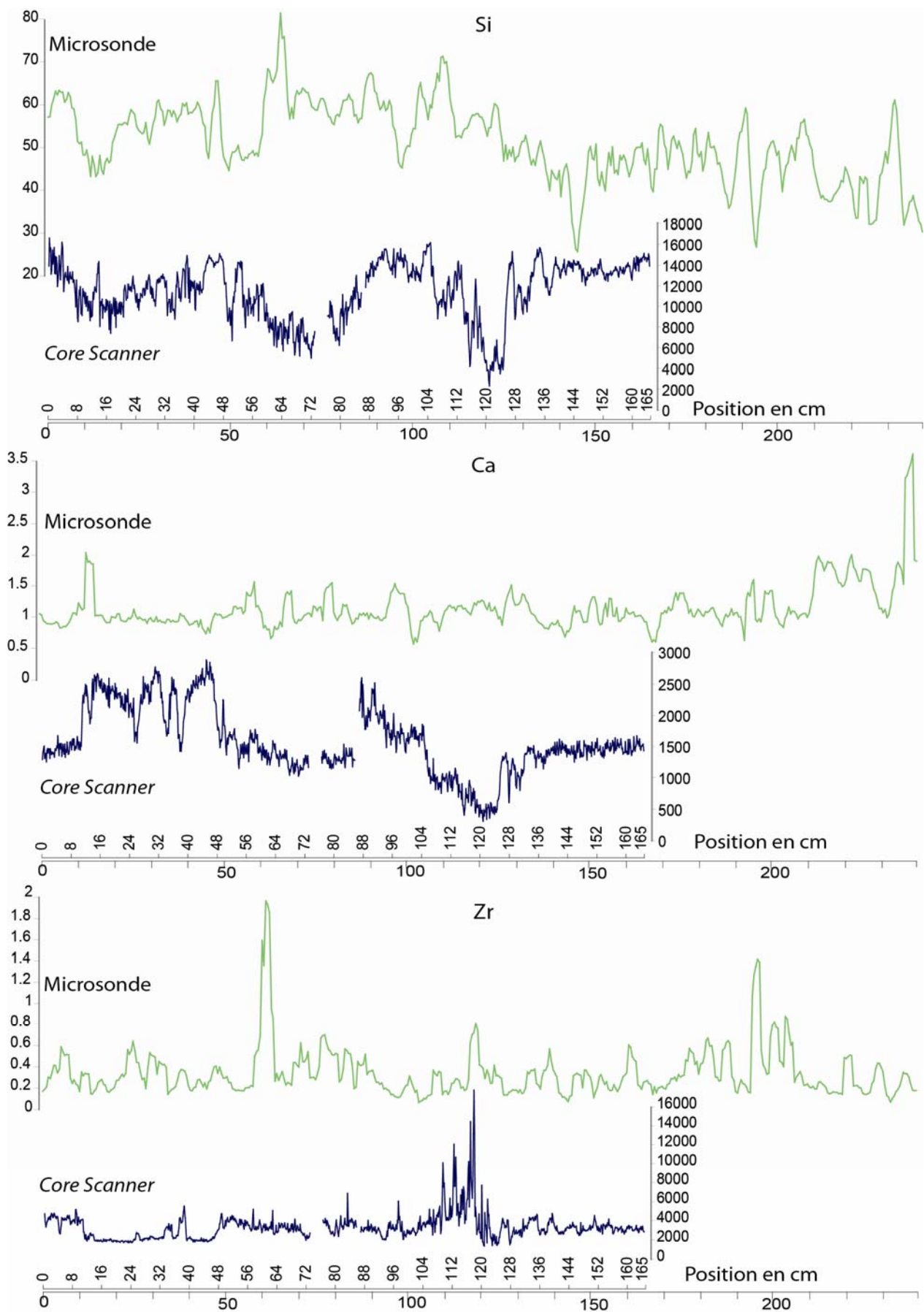
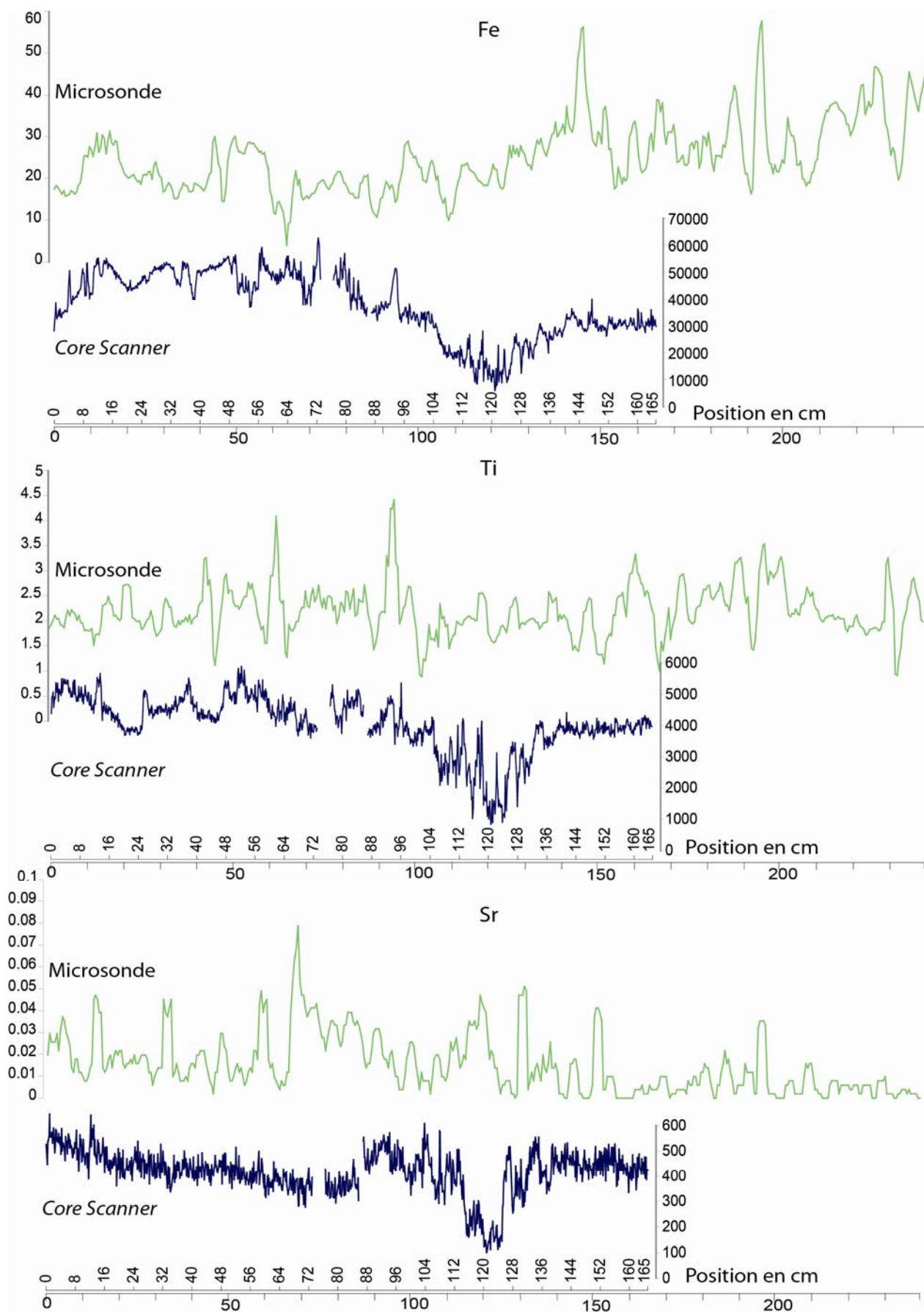
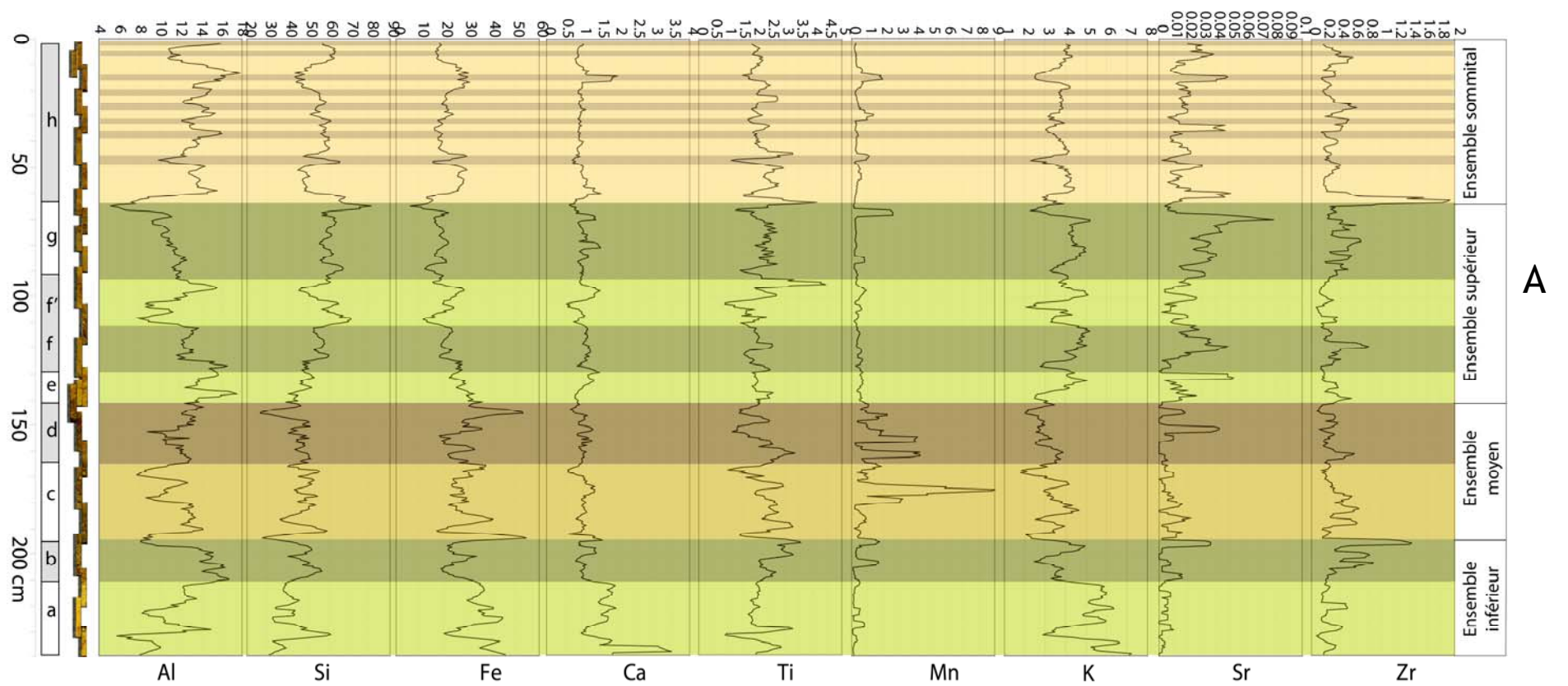


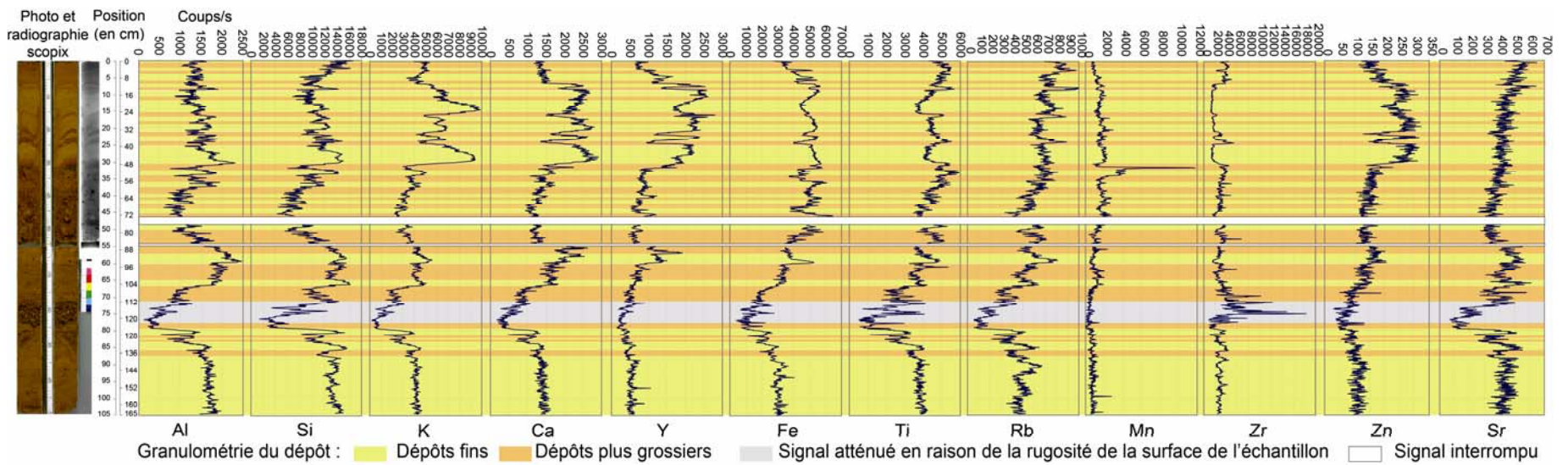
Figure 88 - Comparaison des profils géochimiques par élément obtenus par μ -XRF (vert) et Core scanner (bleu). Pour le μ -XRF, l'échelle est en pourcentage (masse) et en coups/seconde pour le Core Scanner.







A



B

Figure 89 - Profils géochimiques du remplissage de la salle des Oueds. Profils (A) : μ -XRF Horiba, mesures effectuées tous les 5 mm avec un faisceau de 10 μ m (lab. CENBG, G. Devès). Profils (B) : Core Scanner, mesures en continu avec un faisceau de 1 mm tous les 1 mm (lab. EPOC, Bordeaux 1, I. Billy).

Les taux de Si augmentent de la base au sommet du remplissage. La proportion de Si dépasse 45 % dans toutes les unités stratigraphiques de l'ensemble supérieur. Dans le détail, le pourcentage de Si dépasse même 92 % au niveau des lits de sables grossiers et des éclats de silex de la couche "g", mettant ainsi en évidence la forte proportion de quartz. A l'inverse, les taux de Fe diminuent de la base au sommet. Les unités stratigraphiques "a", "b", "c" et "d" des ensembles inférieurs et moyens présentent une forte proportion de Fe (~ 30 %), en corrélation avec des dépôts limoneux fins. Ainsi, Fe est très fortement anti-corrélé avec Si ($R^2 = 0.8201$) (figure 90). L'anti-corrélation entre les deux éléments s'accroît dans les couches "a" ($R^2 = 0.9199$) et "e" ($R^2 = 0.9254$), qui correspondent à des dépôts de limons argileux très fins.

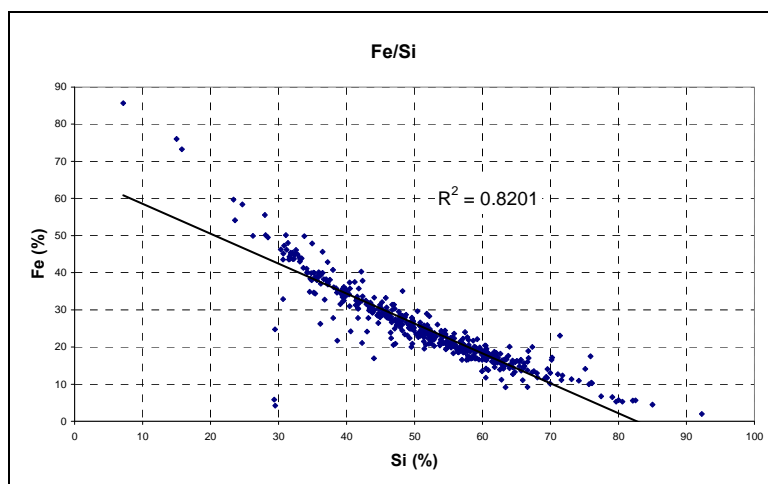


Figure 90 - Corrélation entre les proportions de Fe et de Si.

Les autres éléments présentent de faibles variations. La proportion de Al augmente très légèrement de la base au sommet. Son évolution est parallèle à celle de Fe à partir de la couche "e". Les taux de Ti et de K sont quasiment constants. Les taux de Ca (1,12 %), très stables dans toute la séquence, sont légèrement supérieurs dans la couche "a". Ceux de Mn marquent un pic au niveau des couches "c" et "d".

Ces premiers résultats obtenus à partir de la microsonde XRF montrent que la géochimie du remplissage varie nettement en fonction de la granulométrie des dépôts ; les signatures géochimiques confirment donc la division du remplissage en différentes unités stratigraphiques. Des études en Australie (Darrénougué *et al.*, 2009, p. 13) ou dans l'Arctique canadien (Cuven *et al.*, 2010) ont antérieurement mis en évidence la corrélation étroite entre la granulométrie et la composition géochimique des dépôts.

En ce qui concerne le Core Scanner, malgré un signal géochimique encore une fois très bruité, les résultats révèlent une forte corrélation entre (figure 91) :

- Ca/K ($R^2 = 0.8165$) ; Y/Ca ($R^2 = 0.7353$) ; Y/K ($R^2 = 0.6094$) ;
- Al/Si ($R^2 = 0.6998$), signature probable des minéraux argileux ;
- Ti/Rb ($R^2 = 0.7266$), Fe/Rb ($R^2 = 0.5647$), Ti/Fe ($R^2 = 0.6198$), correspondant aux minéraux de socle.

Les fortes valeurs de Al et de Si ainsi que la bonne corrélation entre ces deux éléments montrent que l'on a affaire essentiellement à des silicates d'alumine, donc à des dépôts fins de

nature argileuse. Dans le détail, la courbe de Si évolue en grandes ondulations peu marquées. Cela signifie la forte proportion de silicium dans l'ensemble de la séquence sédimentaire. Ces résultats vont donc dans le même sens que ceux obtenus par la microsonde XRF.

En revanche, les résultats obtenus par le Core Scanner ne montrent pas l'anti-corrélation très forte entre Fe et Si révélée par la microsonde XRF. L'explication tient probablement aux données semi-quantitatives qui ne prennent pas en compte les paramètres d'intensité de fluorescence théoriques, calculés en fonction des conditions d'analyse (tension d'accélération du tube, géométrie, source d'excitation, système de détection...). Néanmoins, le rapport entre Si/Fe et Ca/Si se présente sous la forme d'une anti-corrélation forte ($R^2 = 0.7764$) révélée par la courbe de tendance polynomiale d'ordre 3. Ainsi, lorsque la proportion de Ca augmente par rapport à Si, alors la proportion de Si diminue par rapport à Fe. Cela est confirmé par la corrélation moyenne entre Ca et Fe ($R^2 = 0.5177$).

La courbe de Fe montre trois évolutions distinctes des valeurs entre la base et le sommet de l'échantillon. Entre 165 et 95 cm, les valeurs de Fe sont inférieures à 4 000 coups/s. Entre 95 et 12 cm, les valeurs sont au-dessus de 4 000 coups/s, puis à 12 cm du sommet les valeurs de Fe chutent brusquement. Cette évolution est très similaire à celle de Ti dans la séquence sédimentaire. Sauf que les valeurs de Ti dans les 12 derniers cm augmentent progressivement.

Le profil de K le long de la séquence sédimentaire est très significatif dans le sens où tous les pics de la courbe sont associés à des dépôts fins. Il s'agit donc d'un élément chimique très discriminant. La présence de potassium dans les argiles peut s'expliquer par des minéraux argileux comme les illites. Dans les dépôts plus grossiers la présence de K peut être due à des biotites. Les variations du signal dans la partie supérieure du remplissage sont corrélées aux variations granulométriques en fonction de la lamination du dépôt.

Les faibles proportions de Ca obtenues par la microsonde XRF ont révélé que les différentes unités stratigraphiques de la séquence sédimentaire sont très peu carbonatées. Néanmoins des pics à 3% de Ca (unité a) indiquent la remobilisation de grains calcaires altérés. Ce résultat est confirmé par les faibles valeurs fournies par le Core Scanner. Les fortes variations enregistrées, notamment dans la partie sommitale de la séquence, révèlent le faciès rythmé des dépôts.

Les signaux de Sr et Zn sont très bruités. On remarque pour le strontium une croissance régulière dans la carotte sédimentaire supérieure. Le zinc reste relativement stable et avec de faibles valeurs dans la carotte sédimentaire inférieure mais qui ont tendance à augmenter brusquement dans la carotte sédimentaire supérieure pour finalement diminuer très rapidement à partir de 12 cm. Cette évolution est proche de celles du Fe et de Y.

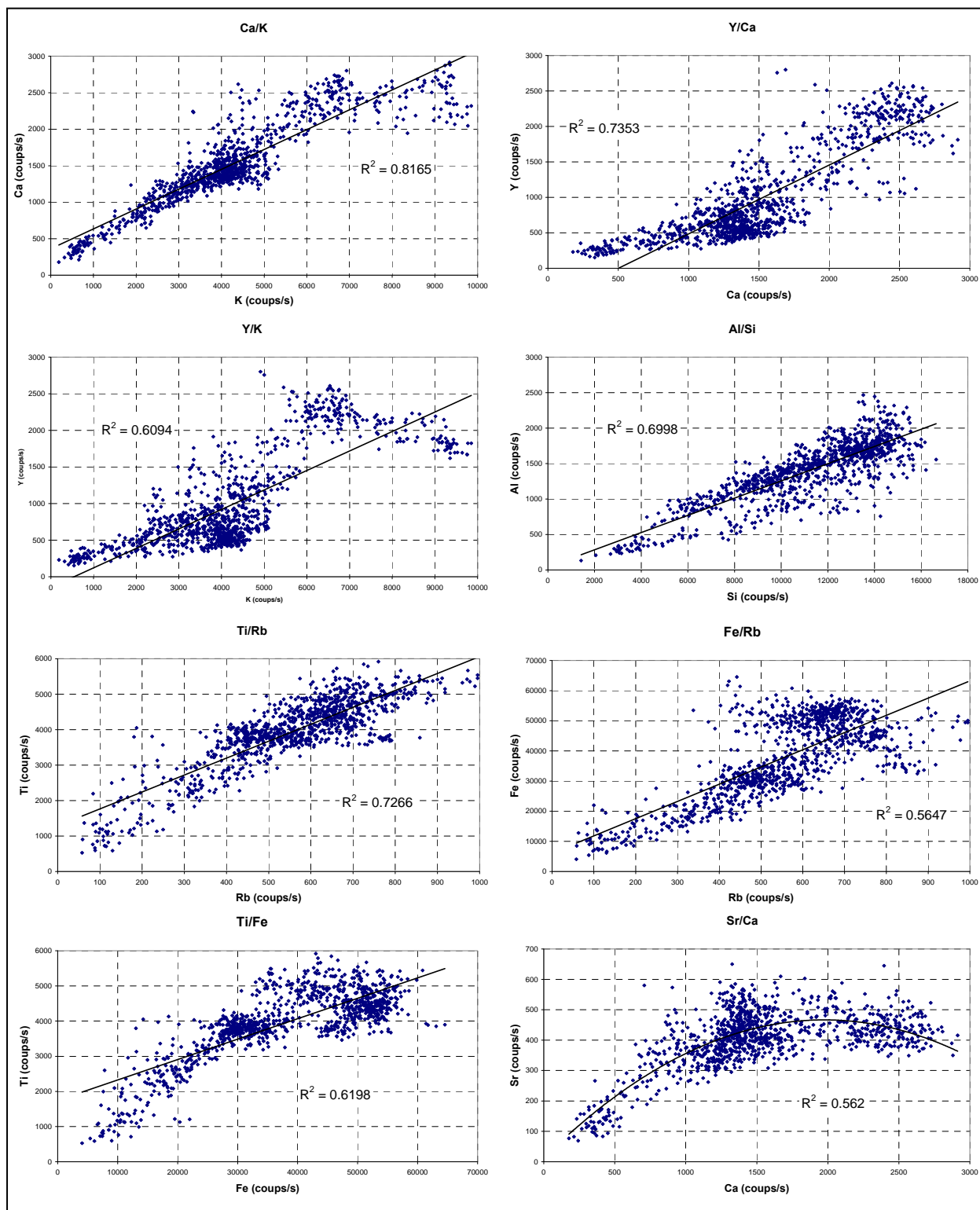


Figure 91 - Corrélations entre les éléments Ca/K, Y/Ca, Y/K, Al/Si, Ti/Rb, Fe/Rb ; Ti/Fe et Sr/Ca établis à partir du Core Scanner.

Les profils de Zr et de Ti montrent quelques pics particuliers. A 75 cm de hauteur, les courbes présentent un pic, uniquement associé à un pic de Fe. Il apparaît dans un dépôt de sables grossiers, mal trié et dont la surface rugueuse a provoqué une atténuation du signal (entre 71 et 77 cm), ce qui explique la diminution brutale de tous les autres signaux. Zr et Ti sont généralement associés à des grains de zircon ($ZrSiO_4$) ou d'anatase (TiO_2), de brookite (TiO_2) ou encore de rutile (TiO_2). L'anatase, la brookite et le rutile peuvent contenir des traces de fer (jusqu'à 10 %). Ce sont des minéraux lourds connus pour leur résistance à l'altération chimique et mécanique. De fait, ils

sont très communs et se retrouvent dans nombre de dépôts détritiques, dont l'origine peut être lointaine. Il ne s'agit donc pas de bons marqueurs environnementaux. Ce pic est probablement dû à la présence de ces minéraux.

4.3. Images chimiques et analyses géochimiques à « haute résolution »

Les images géochimiques de quelques échantillons apportent des informations complémentaires capitales. La figure 92 synthétise toutes les imageries chimiques obtenues le long de la séquence.

- Les images de l'unité "a" montrent un dépôt homogène, absence totale de lamination dominée par le silicium, l'aluminium et le potassium. Ces éléments traduisent un dépôt argileux. Les deux points blancs sur l'image du fer traduisent la présence de pisolithes ferrugineux infra-millimétriques.

- Les images de l'unité "c" montrent, au contraire, une irrégularité liée à l'hétérogénéité de la taille des grains. Les teneurs en potassium sont plus faibles que dans l'unité précédente. En revanche, les grains ferrugineux semblent plus épais. Les images géochimiques révèlent bien l'hétérogénéité du dépôt.

- Les images de l'unité f' présentent les mêmes caractéristiques géochimiques. Il existe donc bien une corrélation forte entre granulométrie et géochimie. Les dépôts fins se caractérisent par la prédominance de Si associé à Al et K, tandis que les éléments plus grossiers sont corrélés à des taux de Fe plus importants.

- Les images de l'unité "g" mettent en évidence une lamination très fine faisant alterner des dépôts ferrugineux plus grossiers et des lamines très fines où dominant les éléments Al, Si et K. Les taux de Ca augmentent également dans les lamines à particules fines. La géochimie pour ce dernier exemple a permis de mettre en évidence une micro-lamination qui permet d'affiner l'interprétation de la mise en place du dépôt. Les taux élevés de fer dans cette unité disposés en fines couches et non plus en grains interpellent. Ils traduisent un changement de provenance des sédiments et/ou du mode de sédimentation final.

- Les images de l'unité "h" montrent que les dépôts limono-argileux présentent une certaine lamination soulignée à la base par Fe. Le petit niveau blanc intermédiaire est un artefact (fente de dessiccation).

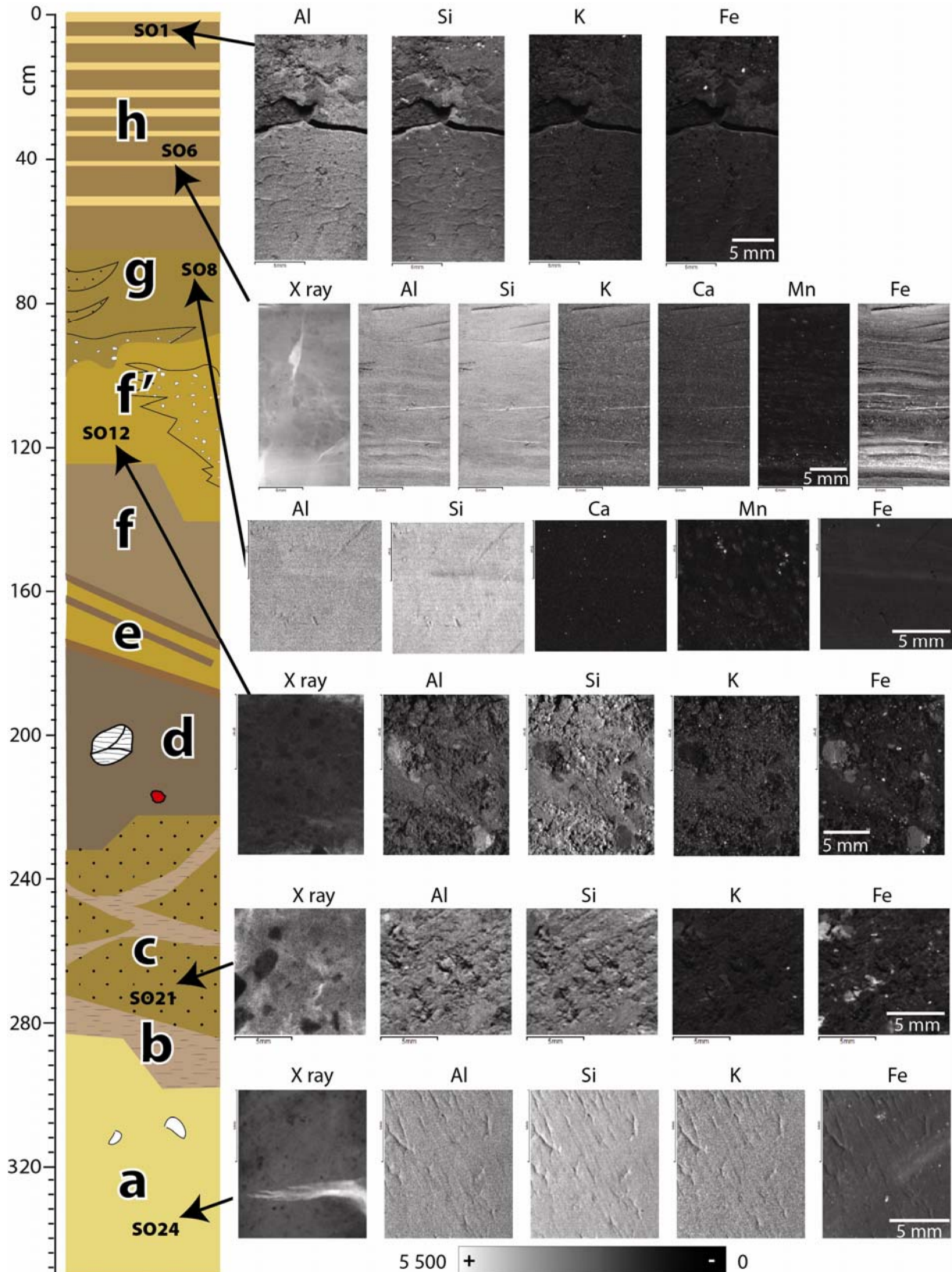


Figure 92 - Cartographies chimiques de six niveaux du remplissage de la salle des Oueds.

- (SO24) Formation homogène argilo-limoneuse sans aucune lamination ;
- (SO21 et SO12) formations hétérométriques à éléments ferrugineux pris dans une matrice argileuse de type fluviale ;
- (SO8 et SO1) formation complexe sommitale avec dépôts très finement laminés alternant avec des dépôts à lamines plus épaisses ;
- (SO6) caractéristiques d'un dépôt de décantation lacustre présentant des variations saisonnières de crue.

5. RESULTATS ET INTERPRETATIONS DES VARIATIONS DE LA DYNAMIQUE HYDROSEDIMENTAIRE

La séquence sédimentaire de la grotte de la Fuie montre de la base au sommet un enregistrement très complexe (figure 93). D'une manière générale, elle indique une succession de phases d'envolement et de dénolement de la cavité, probablement en lien avec le battement de la nappe karstique, mais ponctuellement avec des phénomènes internes de décantation, de soutirage, de mouvements de masse et de processus gravitaires. Tous ces processus ont été mis en évidence grâce à l'analyse granulométrique, couplée avec une analyse minéralogique et géochimique. Quatre grandes phases de sédimentation/érosion ont pu être reconnues.

5.1. L'ensemble inférieur (a-b)

L'unité "a" présente une texture argilo-limoneuse de couleur jaune ocre (5Y 8/8). Le coefficient de dissymétrie ($Sk = -0,03 \Phi$) et le mode très bas (3,6 μm avec une déviation standard de 2 μm) caractérisent une distribution des particules nettement en faveur des éléments fins. La médiane et le centile supérieur très faibles de l'échantillon CH-A classe l'unité "a" dans les dépôts de type « talus continental » sur le diagramme de Passega, traduisant un dépôt de décantation totale. La géochimie a révélé une prédominance de Si (45 %), Fe (30 %) et Al (12 %), signature chimique de silicates d'alumines ferriques. Il est important de noter que les proportions de Ca dans l'unité "a" sont les plus fortes de toute la séquence sédimentaire, en raison des nombreux fragments calcaires très altérés.

Le diffractogramme de l'unité "a" montre une forte intensité des pics de kaolinite, de chlorite et d'illite. La kaolinite résiste à l'altération chimique dans des conditions climatiques chaudes et humides. En même temps, la présence de chlorite et de smectite interpelle. La prédominance de ces deux minéraux est généralement liée à une évolution du sédiment sous climat tempéré, voire froid. Si ces deux minéraux sont omniprésents dans le remplissage c'est qu'il a très peu évolué depuis son piégeage dans le karst profond. La diversité des minéraux ne permet pas d'établir une signature paléoenvironnementale nette. Il s'agit d'un dépôt ancien qui a subi plusieurs phases d'altération. Les quartz mêlés à des argiles, des oxydes de fer et quelques rares zircons, des hornblendes, des micas et des sphènes, sont altérés (arêtes émoussées, golfe de corrosion). Ces éléments proviennent d'une couverture détritique de surface qui intègre des anciennes altérites du Massif Central.

Mais l'origine des dépôts est très variée. D'autres indices montrent une origine endogène. Les bancs de silex très altérés reconnus à la base de la coupe sédimentaire donnent l'impression qu'ils n'ont pas été remaniés ou remobilisés. Tout porte à croire qu'il s'agit de rognons de silex en place. La présence de ces silex explique aussi le pic de Si à la base de l'unité. De plus, les fragments de calcaires et les taux assez élevés de Ca soulignent l'importance des carbonates à la base de la séquence. L'hypothèse d'une altérite résiduelle ayant subi plusieurs phases d'altération est envisageable pour toutes ces raisons. L'encaissant calcaire est estimé à une distance inférieure à 1,50 m sous la base de l'unité "a" (reconnaissance à la tarière et par exploration spéléologique).

Des morceaux de calcaire totalement altérés ont été reconnus. L'unité "a" pourrait donc aussi provenir de l'altération *in situ* des calcaires dolomitiques bajociens à chailles.

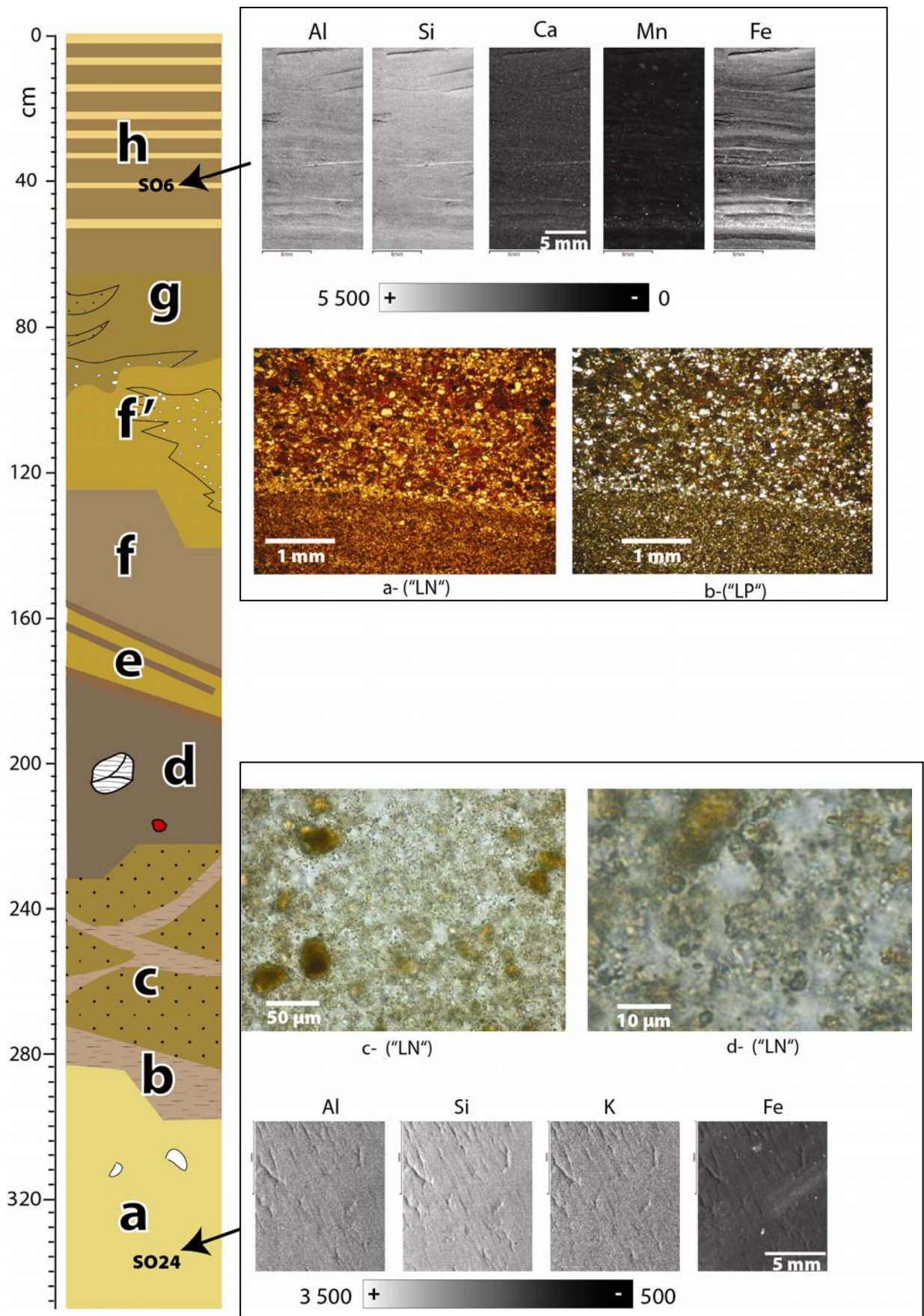


Figure 93 - Relations entre l'imagerie chimique micro-XRF et la minéralogie dans la partie inférieure et supérieure de la coupe des Oueds (Fuie). Dans la zone (h) supérieure, les photos a et b montrent l'abondance des grains ferrugineux (Fe) et de quartz (Si). La zone inférieure (a) montre au contraire l'abondance de Si et Al représentée principalement par des argiles et limons très fins (c et d).

L'unité "b" est une formation de limons fins de couleur rouge (10YR 5/4). L'échantillon de cette unité (CH-B) montre un indice de classement ($S_o = 1,5 \Phi$) médiocre et un mode assez faible (19,3 μm avec une déviation standard de 2 μm). Sur le diagramme de Passega, l'échantillon se situe dans le type « dépôts de suspension uniforme », correspondant à des dépôts de décantation d'eau turbide et révélant un mode de sédimentation différent de celui de l'unité précédente. Le changement de sédimentation est également mis en évidence par la discontinuité qui sépare les deux unités. Cette discontinuité irrégulière se marque par une surface inclinée de 37° vers le fond de la salle des Oueds. L'analyse géochimique a mis en évidence la diminution relative des taux de Fe et l'augmentation de la proportion de Al, tandis que les taux de Si restent stables. Le pic de fer s'explique par la présence de pisolithes ferrugineux. Les pics de Ti et de Zr sont corrélés avec la minéralogie des sables qui se marque par la présence de grains de zircons et quelques grains titanifères, comme le rutile, le grenat, le disthène ou la tourmaline. L'unité "b" montre donc un changement radical de l'origine, de la nature et du mode de mise en place des dépôts en relation avec une déstabilisation probablement climatique.

5.2. L'ensemble moyen (c-d)

L'unité "c" est représentée par un dépôt limono-argileux de couleur ocre (2.5Y 5/6) qui présente des caractères communs avec l'unité "b" sous-jacentes. Le classement moyen à mauvais et les modes assez bas des échantillons CH-D, CH-C et CH-E révèlent une hétérogénéité du dépôts limoneux. D'un point de vue minéralogique, les grains de quartz sub-anguleux inférieurs à 150 μm sont très abondants. Les quartz picotés usés émoussés sont rares. On trouve également quelques zircons (> 150 μm) isolés, des grains de tourmaline et de hornblende. La plupart des grains de quartz présentent des inclusions d'oxydes de fer et sont mélangés à des argiles. L'analyse géochimique révèle également la diminution de la proportion de Al, tandis que les pics irréguliers de Si révèlent la présence des nombreux grains et granules de quartz (SiO_2) ; les pics de Ti, Fe et surtout de Mn (9%) témoignent de la présence de granules titanifères et ferro-manganiques pris dans cette matrice limono-argileuse. Les échantillons de l'unité "c" sont regroupés sur le diagramme de Passega à proximité du type « suspension uniforme ». Ils révèlent donc une sédimentation réalisée dans des conditions de décantation d'eau turbide. La morphologie entrecroisée des fines bandes limoneuses témoigne également d'un faible courant, mais suffisamment important pour transporter des sables et des granules de quartz et des pisolithes millimétriques de fer et de manganèse. Ces courants ont pu être associés à des ruissellements qui expliquent l'hétérométrie du matériel déposé.

L'unité "d" correspond à une formation très hétérométrique de couleur rouge orangée (10YR 6/6) tachetée de points rouges. Les deux échantillons de cette unité présentent un coefficient de classement médiocre et un mode assez faible. Sur le diagramme de Passega, les échantillons (CH-G et CH-F) se regroupent autour des dépôts de type « suspensions uniformes », représentant les dépôts de décantation d'eau turbide. Mais la présence de galets mous, de graviers calcaires roulés dans la matrice limono-argileuse, de cailloutis et de rognons de silex, surtout dans la partie supérieure de l'unité, atteste de courants assez forts, remobilisant des dépôts antérieurs. Ainsi, le mode de mise en place de cette unité est plus complexe que ne le laisse suggérer le diagramme de Passega. Il semblerait que des processus de ruissellement ou en masse aient

remobilisé des dépôts détritiques déjà altérés en amont. Les courants qui pouvaient être forts sont révélés par la surface d'érosion entre l'unité "c" sous-jacente et l'unité "d", formant un petit chenal comblé par des cailloux calcaires émoussés centimétriques et des galets mous, puis nappés par des rognons de silex très altérés. Ces derniers sont roulés et désordonnés. Ils ne proviennent donc pas de l'altération en place. Néanmoins, ils proviennent certainement de la cavité dans laquelle plusieurs niveaux de silex ont été reconnus. Ils ne peuvent provenir de l'extérieur. La signature géochimique de l'unité "d" est en corrélation avec la granulométrie légèrement plus grossière. Les fortes variations des taux de Fe, Mn, Ti et Sr indiquent la prédominance de minéraux lourds, comme la tourmaline, la goethite ou le disthène. Les dépôts de l'unité "d" sont complexes, montrant des éléments très grossiers (rognons de silex, éléments de calcaires altérés de 5-15 mm) pris dans une matrice plus fine (éléments de galets mous manganiques) et des ferriargilanes à goethite probable. Les conditions de sédimentation mettent en jeu des courants plus forts voire des mouvements de masse, type glissement de banquettes latérales.

5.3. L'ensemble supérieur (e-f-f')

L'unité "e" est une formation complexe de limons argileux jaunâtres (10YR 6/6) et de lentilles sableuses centimétriques, limitée à la base par une fine bande limoneuse rouge et surmontée par deux bandes limoneuses fines rougeâtres (7.5YR 5/8) inclinées de 25° vers le fond de la salle. Le mode et le coefficient de classement montrent encore une fois un dépôt moyennement classé, centré sur les éléments limoneux. D'un point de vue géochimique, les éléments Si, Al et Fe sont dominants. Ils renvoient aux silicates d'alumines ferreux observés en lames minces. Les deux petits pics de Si correspondent aux deux niveaux limoneux rouges, dus à la présence de quartz. La bande supérieure est également marquée par un pic de Sr. La position de l'échantillon CH-H sur le diagramme de Passega au niveau des dépôts de suspension uniforme montre encore une fois que le mode final de sédimentation a été réalisé dans des conditions de décantation totale. Mais des processus de ruissellement sont intervenus ponctuellement, caractérisés par les lentilles comblées par des sables grossiers et des granules de quartz. La mise en place des dépôts de l'unité "e" est donc assez complexe. De plus, l'inclinaison des deux bandes limoneuses rouges strictement parallèles ne correspond pas à une surface d'érosion ou de ravinement (absence de biseautage des couches). Elle indique plutôt un talus sous-lacustre qui amorce une morphologie en cuvette du lac (clinoforme en rampe légèrement convergente avec la bande limoneuse rouge sous-jacente). Les micro-failles observées vers l'aval-pendage du dépôt indiquent un soutirage des formations inférieures. Le recoupement par des lentilles de sables grossiers au sommet, au centre et à la base du dépôt indique clairement des ruissellements qui alimentaient un paléo-lac. L'alternance de fines bandes limoneuses rouges et de dépôts plus massifs argileux montre les variations des dynamiques hydrologiques liées aussi à des fluctuations de la hauteur d'eau.

L'unité "f" se décompose en deux sous-unités, "f" et "f'". "f" correspond à un dépôt limono-argileux très fin (10YR 5/4). Le mode centré à 4,9 μm (avec une déviation standard de 2 μm), associé à un indice de Trask ($S_o = 1,1 \Phi$), est révélateur d'un dépôt très bien trié (courbe cumulative unimodale) et en faveur des éléments les plus fins. D'un point de vue minéralogique, les quartz < 63 μm sub-angulaires dominant largement, mélangés à des argiles. Quelques rares hornblendes cassées > 200 μm et des amphiboles ont été reconnues. Le diagramme de Passega permet de classer cette première sous-unité dans les dépôts de décantation totale, qui d'un point de vue géochimique ne présente pas de signature particulière hormis l'augmentation nette du Sr et un pic de Zr qui confirme la présence de zircons.

La sous-unité "f'" se caractérise par la présence d'éléments beaucoup plus grossiers (2.5Y 6/6). L'échantillon CH-J, moins bien trié, a un mode plus élevé (22,5 μm) et se situe sur le diagramme de Passega dans les dépôts de type « suspension uniforme ». L'échantillon CH-M présente un très mauvais tri avec deux modes à 18 μm et à 259 μm . Sa position en dehors des zones définies par R. Passega sur le diagramme C-M est révélatrice de l'hétérométrie du sédiment. La médiane trop basse ne permet pas de classer l'échantillon dans les dépôts de type « suspension gradée ». Le mode de mise en place du dépôt se caractérise par des courants plus forts, permettant le transport de particules sur une plus longue distance et le mélange de plusieurs stocks sédimentaires. Les lentilles limono-argileuses reconnues à l'intérieur de cette sous-unité hétérométrique à dominante sableuse montre l'alternance de phase calme et de phases à plus forte énergie.

5.4. L'ensemble sommital (g-h)

L'unité "g" est formée par une bande hétérométrique limono-sableuse (granules de calcaire et de quartz, pisolithes de fer) à la base, légèrement inclinée (2°) vers l'entrée de la salle des Oueds (direction opposée du pendage des unités précédentes), surmontée par une formation à stratification lenticulaire correspondant à un dépôt de matériel limono-argileux dans lequel des lentilles de sables sont préservées et recouverte par un dépôt limono-argileux jaunâtre (10YR 5/8). L'échantillon CH-K, prélevé dans la formation hétérométrique limono-sableuse, se situe sur le diagramme de Passega hors des zones prédéfinies. Là aussi, la médiane trop faible ne permet pas de classer directement cette formation dans les dépôts de type « suspension gradée ». Mais la taille importante des granules calcaires et des pisolithes (rouges et noires) indique un mélange de trois stocks sédimentaires transportés par un courant suffisamment important ou des mouvements de masse, type petit glissement. Les pics de Zr et Ti sur le profil du Core Scanner, alors que tous les autres éléments diminuent en raison de l'irrégularité de la surface de l'échantillon qui atténue le signal, montrent une prédominance de minéraux titanifères et de zircons.

Les formations lenticulaires sus-jacentes attestent d'une dynamique fluviale à faible courant. La formation limono-argileuse supérieure montre un retour à des dépôts de décantation dans des conditions hydrodynamiques calmes, faisant alterner des lamines épaisses à éléments quartzeux et ferriques plus grossiers et des lamines plus fines à éléments fins et légèrement carbonatés. Il est possible que ces lamines soient annuelles et qu'elles témoignent des variations

climatiques saisonnières avec des dépôts grossiers et clairs au printemps et des dépôts plus fins et sombres en automne et en hiver.

L'unité "h" correspond à une formation laminée dans laquelle alternent des dépôts limono-argileux jaunâtres (10YR 5/6) et des dépôts limoneux fins rouges (2.5YR 4/8). Replacés sur le diagramme de Passega, les échantillons CH-L, CH-N, CH-O, CH-Osup et CH-P se localisent entre les dépôts de décantation totale et les dépôts de « suspension uniforme », traduisant une sédimentation dans un contexte calme, à très faible courant. L'analyse minéralogique des argiles de l'échantillon CH-P, prélevé au sommet de la formation, montre une prédominance de la kaolinite (31%). Ce minéral est représenté aussi bien dans les dépôts argileux jaunes de la base de la séquence sédimentaire que dans les dépôts limono-argileux plus récents situés au sommet du remplissage. Il provient probablement de la surface, car on le retrouve dans les terrasses alluviales de la Bonnière. La présence de FK est plus interpellante. Ces minéraux s'altèrent facilement sous climat chaud et humide. Ils proviennent de l'érosion du socle cristallin, dont l'affleurement est situé à moins de 10 km de la cavité. De la même manière, les grains de hornblende et les biotites viennent du Massif central. Autre signature minéralogique de l'influence du Massif central sur l'enregistrement sédimentaire dans la grotte de la Fuie : la présence de quelques verres volcaniques et des échardes de quartz pur, non altéré, provenant de retombées volcaniques. D'un point de vue géochimique, les profils obtenus à partir du Core Scanner mettent évidence les variations bien marquées des éléments K, Ca, Y et, dans une moindre mesure, Fe, Ti et Rb. Ces oscillations sont corrélées avec les laminations du dépôt. Celles-ci rendent compte des variations des conditions hydrologiques, marquées par une colonne d'eau plus importante et une augmentation des courants transportant des matériaux clairs allochtones plus grossiers lors des saisons humides de printemps et des dépôts fins autochtones et sombres (argile de décantation) pendant les saisons plus froides.

Les variations très nettes des profils géochimiques mettent en évidence un enregistrement fin des fluctuations hydrodynamiques dans la cavité. On s'aperçoit que la séquence sédimentaire de la salle des Oueds a enregistré très précisément les rythmes de crues et de décrues qui sont à l'origine du remplissage partiel de la cavité. L'apport de la géochimie est ici capital. Le profil confirme non seulement le choix de délimitation des différentes unités stratigraphiques et met aussi en évidence des variations très fines des dépôts invisibles à l'œil nu. La géochimie est donc un atout fondamental pour caractériser les dépôts sédimentaires.

5.5. Les dépôts actuels de crue

Les dépôts récupérés sur le lurographe résultent d'une crue datant de l'année 2010 (*cf.* chap. 3). La couche mesure moins de 200 µm environ. L'examen minéralogique (figure 94) montre l'abondance de petits grains ferrugineux de la taille des sables fins mélangés à des petits quartz. A fort grossissement, on observe des particules diverses, dont quelques micrograins de calcite micrométriques typiques de la désagrégation du calcaire altéré. Cette remobilisation faible de CaCO₃ liée à la fantômisiation se retrouve dans la coupe, non pas sous forme de niveaux carbonatés, mais par l'intermédiaire d'éléments de calcaires plurimillimétriques provenant d'un environnement proche (paroi, plafond).

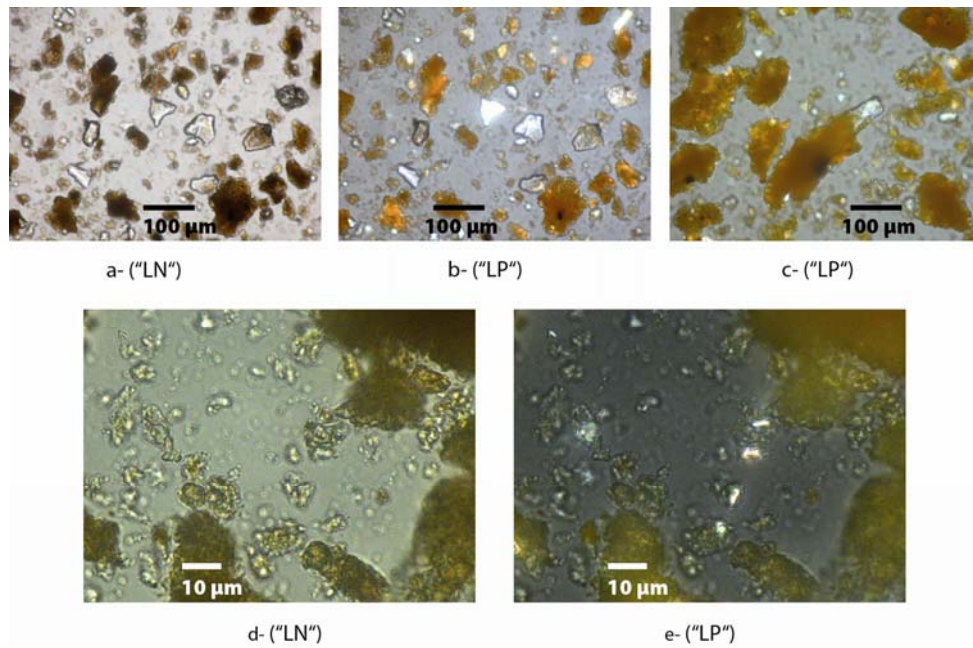


Figure 94 - Examen minéralogique d'un dépôt de crue (2010) prélevé sur le luirographe (épaisseur < 200 µm). On observe essentiellement des petits grains ferrugineux et des quartz (a-b-c). A fort grossissement, on distingue des micrograins de calcite (<10 µm) provenant de la roche altérée et remobilisée par le battement de la nappe (d-e).

Conclusion

La séquence sédimentaire de la salle des Oueds, épaisse de 3,40 m, mesure en réalité entre 4 et 5 m d'après le sondage à la tarière. Il s'agit d'un dépôt fonctionnel, sauf en 2011 à cause de la sécheresse exceptionnelle. Il est actuellement impossible de dire si la séquence peut remonter plus loin que l'Holocène. Néanmoins le niveau (a) basale représente une couche jaunâtre qui se poursuit sur plus d'un mètre sous la coupe (tarière). Il s'agit d'une unité limono-argileuse massive, non rythmée, à fragments de rognons de silex altérés épais de plus de 1,20 m. La matrice argileuse est mélangée à une fraction sableuse fine à quartz et petites amphiboles.

Au total, cette séquence localisée dans un site en milieu épinoyé a enregistré l'évolution hydro-sédimentaire et climatique de l'Holocène dans un contexte de battement de nappe fonctionnel. Dans le réseau du Bois du Clos, la grande coupe de la salle de la Boue a enregistré une période plus importante se plaçant dans le Pléistocène.

Chapitre 7

La séquence pléistocène de la salle de la Boue (grotte du Bois du Clos), un exemple de site hydrosédimentaire hérité

Introduction

La grotte du Bois du Clos se situe à 5 km à l'est des émergences de la Touvre. Son développement de 1 200 m, le regard qu'elle offre sur l'aquifère (salle des Lacs), la variété des dépôts sédimentaires détritiques et des spéléothèmes en font une cavité unique en Charente. L'objectif de ce chapitre est l'étude hydrosédimentaire du puissant remplissage détritique qui occupe la salle de la Boue sur plus de 10 m d'épaisseur. Ce dépôt a enregistré le fonctionnement de la nappe karstique au cours du Pléistocène moyen et supérieur jusqu'au stade 3. Nous discuterons des paramètres de l'effet de site dans le cadre de la signification du signal environnemental et climatique car ce type de rythmites complexes renseigne aussi sur la spéléogenèse de la cavité en relation notamment avec la fantômisation.

L'analyse sédimentologique a été traitée de trois manières, d'un point de vue granulométrique, minéralogique et géochimique. L'utilisation d'un triangle de texture et les analyses granulométriques ont permis de caractériser la nature des dépôts détritiques ; les résultats replacés sur un diagramme de Passega et croisés avec des analyses minéralogiques des sables et des argiles et de la morphoscopie des grains de quartz ont aussi permis de mettre en évidence l'évolution des dynamiques hydro-sédimentaires et l'origine des sédiments. L'analyse et l'imagerie géochimique, corrélées à la granulométrie, ont permis de confirmer la discrimination des différentes unités stratigraphiques et de mettre en évidence des niveaux carbonatés remarquables. Grâce à deux stalagmites placées sur et dans le remplissage, puis prélevées, analysées en lame mince et datées par les méthodes ^{14}C et U/Th, il a été possible de caler partiellement cette séquence et de la replacer dans le contexte chronostratigraphique régional.

1. SITE ET LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA SEQUENCE SEDIMENTAIRE

1.1. Importance du site de la salle de la Boue

La salle de la Boue se situe à 45 m de profondeur, dans la partie située en aval du réseau du Bois du Clos, au carrefour de trois galeries, les galeries des Gours, de Pâques et des Dunes (figure 95). Ces deux dernières constituent en réalité une seule galerie recoupée par la galerie des Gours. Le volume important (12 m de diamètre et 19 m de hauteur) de la salle de la Boue et sa position par rapport au toit de l'aquifère ont permis l'enregistrement d'une séquence de plus de 10 m d'épaisseur. La salle de la Boue ne communique pas directement avec la salle des lacs située 10 m en aval où affleure la nappe ; mais en remontant sur une vire (Galerie des Dunes) orientée dans l'axe prolongeant la galerie de Pâques, on atteint un puits étroit (< 70 cm de diamètre) qui communique directement avec le Lac du Potier (ou salle des Lacs). La profondeur reconnue est de 45 m sans que le fond ne soit atteint. Il constitue un grand regard sur l'aquifère, le plus important connu avec la Fosse Mobile sur le bassin de la Touvre. Lors d'une plongée d'exploration, un spéléologue a observé un net courant d'eau vers 30 m de profondeur qui semble indiquer une relation entre les pertes du Bandiat relativement proche (1 km) et les écoulements noyés en direction de la Touvre. Le site du grand remplissage de la salle de la Boue est donc placé dans un contexte qui n'est pas anodin.

Les volumes importants de la salle de la Boue (12 m de diamètre et 19 m de hauteur) et sa position par rapport au toit de la nappe aquifère ont été favorables à l'accumulation de cette puissante séquence détritique. La moitié inférieure n'est pas accessible en raison d'un soutirage qui a basculé et rendu inaccessible les couches détritiques sous-jacentes. Néanmoins, le dégagement des 5 m supérieurs montre que la salle de la Boue a constitué un piège sédimentaire remarquable, accumulant des dépôts plus ou moins rythmés limono-argileux et constitués en partie de niveaux laminés et de chenaux sableux alimentés à la fois par un battement de la nappe phréatique et des écoulements proches et concentrés probablement à partir de pertes locales de surface. Le dépôt a été ensuite scellé sur ses bordures par des stalagmites et finalement raviné (entonnoir de soutirage). Une autre stalagmite a été mise à jour à l'intérieur du remplissage permettant ainsi un calage chronologique assez précis de la partie moyenne et supérieure de la séquence.

La séquence sédimentaire détritique étudiée dans la salle de la Boue a été en partie reconnue dans la salle des Lacs à la même altitude pour les unités A-B-C-D (figures 96-97-98). Plusieurs dépôts similaires à ceux étudiés dans la salle de la Boue y ont été identifiés sur un chaos de blocs servant de plate-forme de sédimentation. La séquence de la salle de la Boue dispose également d'un grand chaos de blocs basal qui sert de plancher à la salle, dans un site encore plus favorable à la conservation du remplissage.

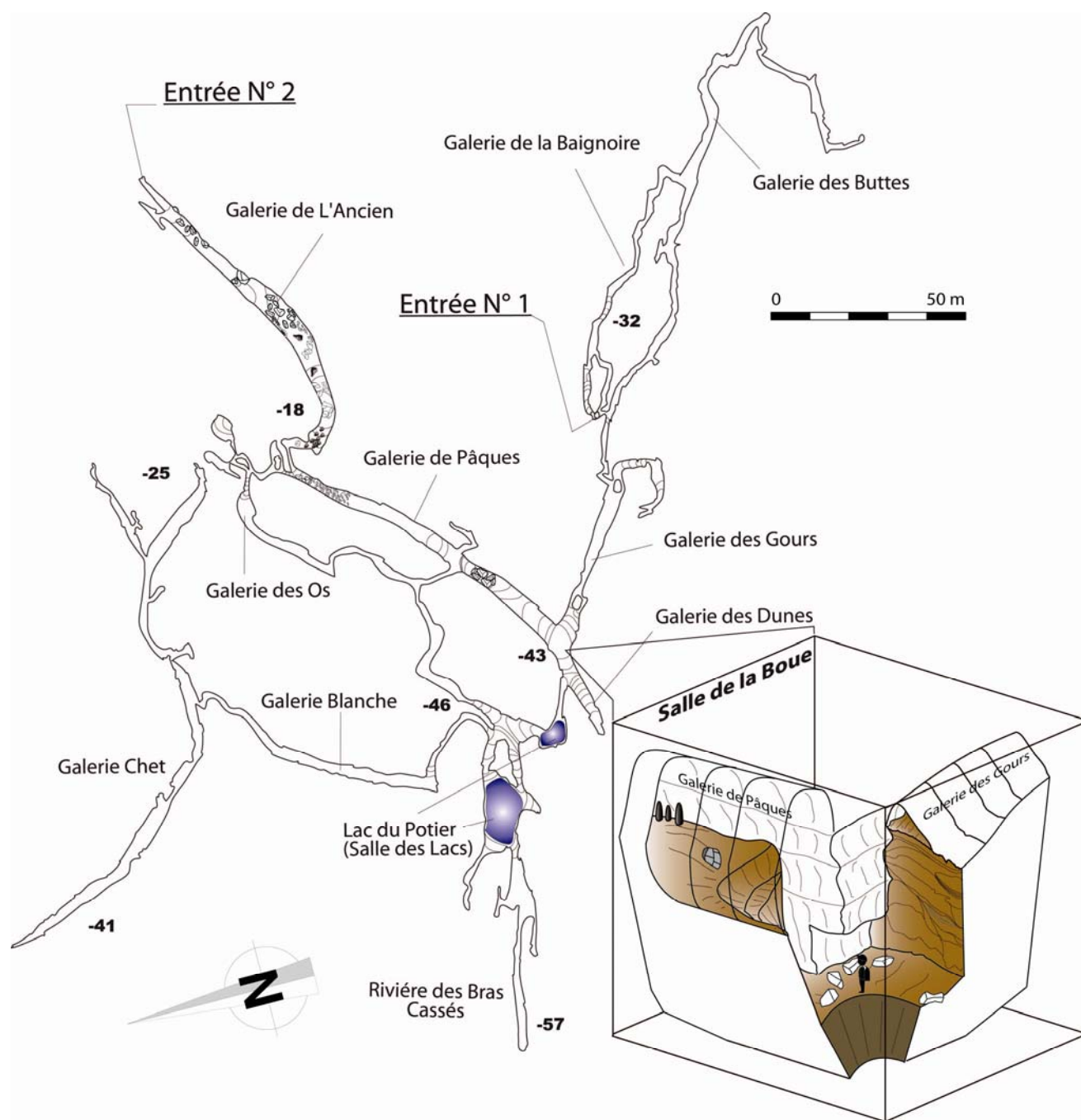


Figure 95 - Plan de la grotte du Bois du Clos et zoom sur le site de la salle de la Boue localisée à proximité du grand regard sur la nappe (salle des Lacs).

L'analyse granulométrique a permis de vérifier des similitudes de faciès entre les unités sédimentaires des deux salles qui devaient donc fonctionner conjointement. Mais la sédimentation des deux salles n'est que partiellement commune. En effet, les unités des ensembles moyen et supérieur de la séquence de la salle de la Boue (unités D' à L) n'apparaissent pas dans la salle des Lacs.

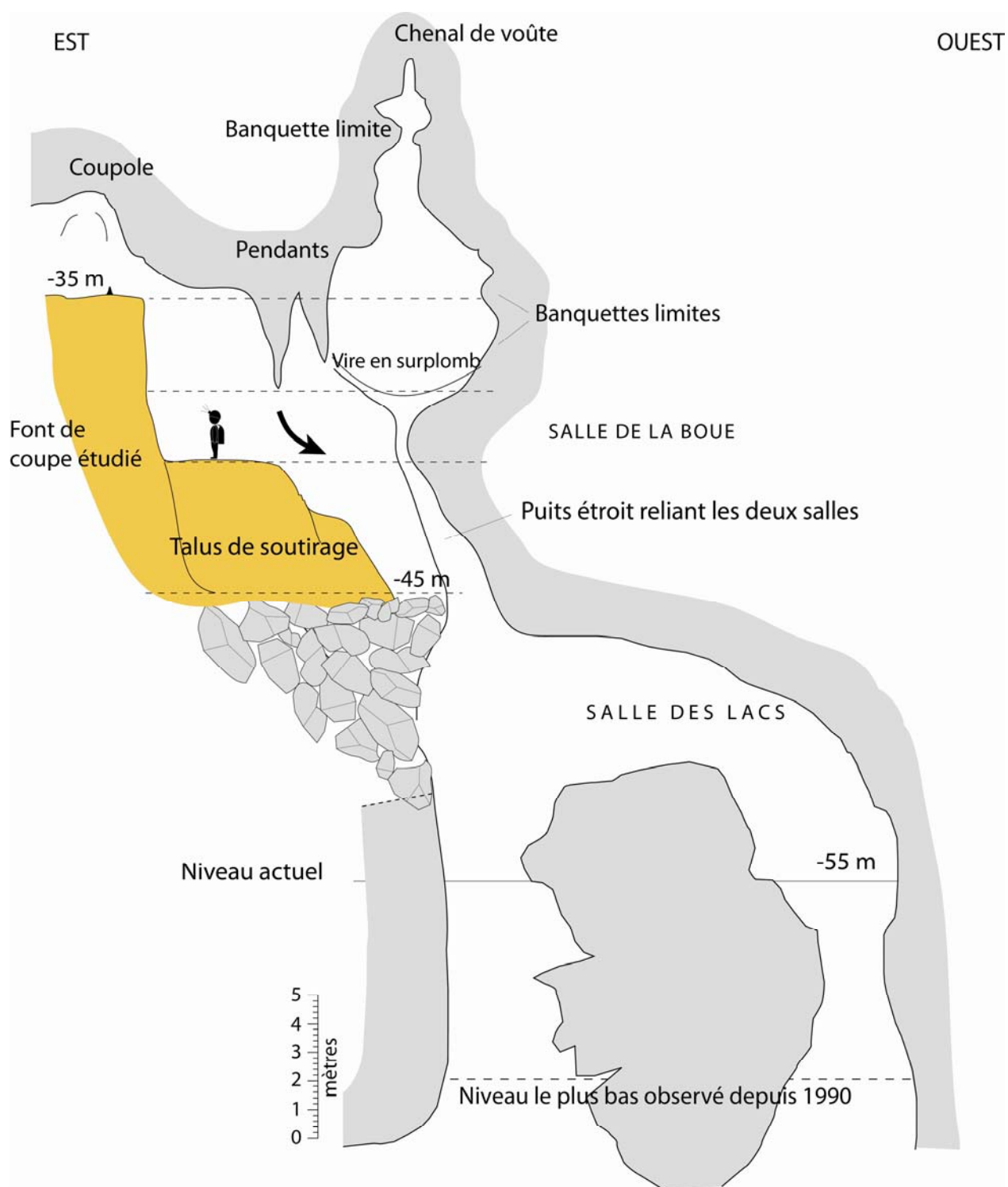


Figure 96 - Coupe de la salle de la Boue et de la salle des Lacs montrant la position des remplissages étudiés et la position de la nappe à la cote - 55 m. Le battement potentiel est de plus de 10 m.

1.2. Le levé de la coupe sédimentaire

Le levé de la coupe sédimentaire a été réalisé sur la face orientale de la salle, dans l'axe de la galerie des Gours (fig. 3). L'ensemble de la séquence détritique n'est pas accessible : la partie inférieure reste encore invisible. La coupe mesure 5,63 m de haut et 4 m de large.

L'échantillonnage a été réalisé par le biais de *U-channels* dans le but de réaliser un profil physico-chimique à haute résolution de la séquence sédimentaire. Les *U-channels* que nous avons utilisés sont des profilés aluminium en « U » de 30 cm de long, 2 cm de profondeur et 2 cm de large. La technique consiste à positionner et à enfoncer les profilés perpendiculairement aux structures sédimentaires mises en évidence par la coupe. Afin d'assurer la continuité de l'échantillonnage, les profilés se chevauchent de quelques centimètres. L'extraction est réalisée à l'aide d'un couteau utilisé en biseau le long de chaque *U-channel*. Le surplus de sédiments est retiré à l'aide d'un fil en acier. Cette technique d'échantillonnage n'est pas fréquemment employée (Perroux, 2005 ; Antoine *et al.*, 2009). Néanmoins elle présente un certain nombre d'avantages. Elle est commode à utiliser en milieu souterrain. Elle permet de conserver la structure du dépôt et de faire un prélèvement en continu de la séquence sédimentaire. Au total, 57 *U-channels*, répartis en trois colonnes (A, B et C) ont été extraits. Pour cette étude seule la colonne B a été analysée en géochimie dans son intégralité. Les *U-channels* des deux autres colonnes ont servi pour des analyses ponctuelles et complémentaires (granulométrie et imagerie).

1.3. Lithostratigraphie du remplissage de la salle de la Boue

La séquence décrite ci-dessous a été réalisée à partir d'une coupe sédimentaire unique située dans la salle de la Boue. Le levé (figures 97-98) présente trois ensembles stratigraphiques, séparés par des discordances (lacune d'érosion), de la base au sommet : un ensemble inférieur, un ensemble moyen et un ensemble supérieur surmonté par des concrétions.



Figure 97 - Physionomie générale de la grande séquence détritico-sédimentaire de la salle de la Boue située contre la paroi orientale, dans l'axe de la galerie des Gours. Localisation des deux stalagmites prélevées et analysées pour le calage chronostratigraphique (flèches).

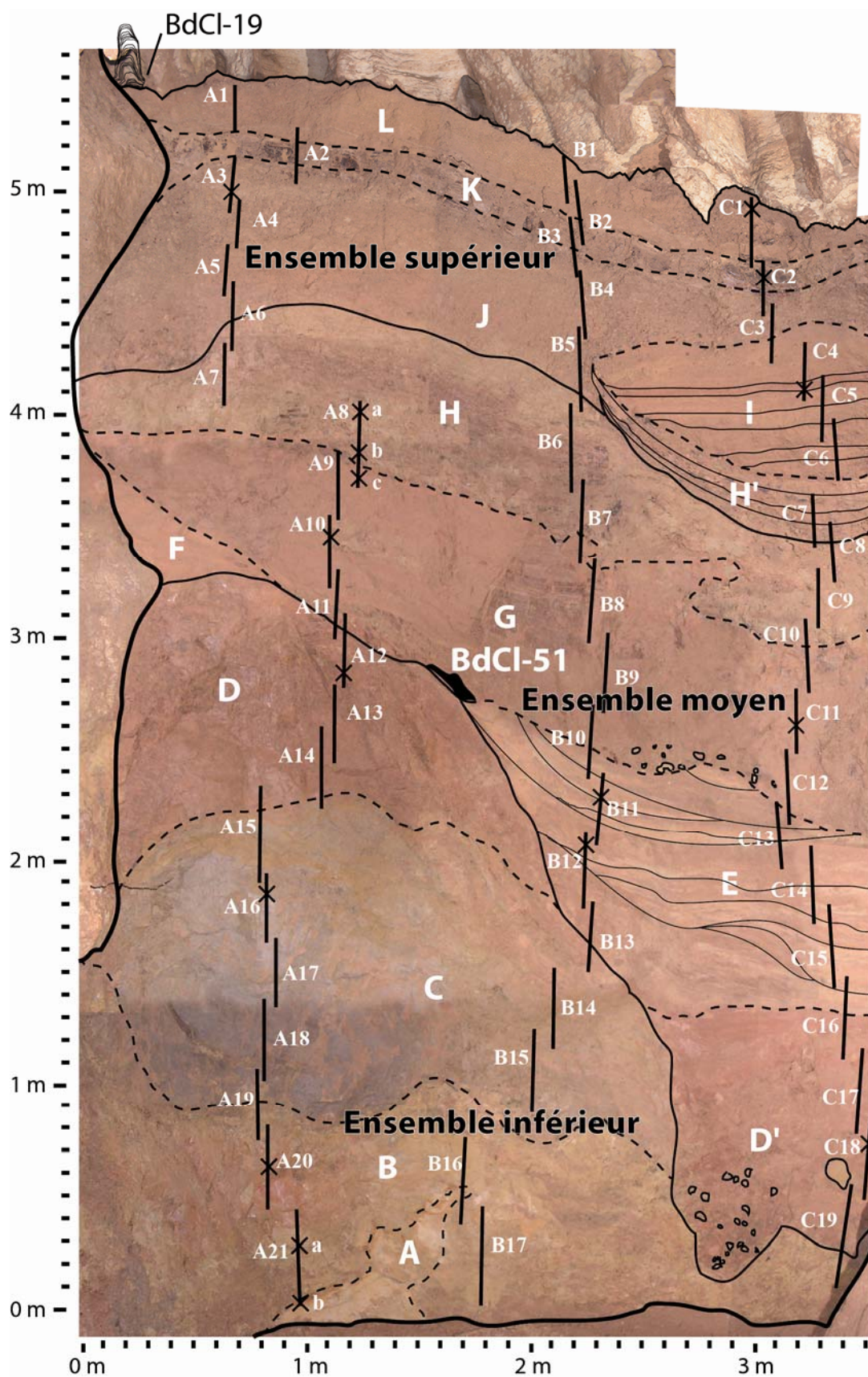


Figure 98 - Interprétation des unités stratigraphiques et localisation des échantillons et des « U-channels ». On distingue 3 ensembles : inférieur (A-B-C-D), moyen (D'-E-F-G-H), supérieur (H'-I-J-K-L).

1.3.1. L'ensemble inférieur (a-b-c-d)

L'ensemble inférieur débute à la base par une poche de sables grossiers dont la partie inférieure n'a pu être dégagée. Haute de quelques dizaines de centimètres, elle est surmontée par une puissante série de trois couches métriques compactes et massives de limons argileux. Aucune lamination n'a été reconnue. La première couche correspond à une formation limono-argileuse jaune plastique et collante, séparée par une discordance nette avec l'unité stratigraphique supérieure. Celle-ci est une formation grise très compacte présentant une surface de ravinement et recoupée par un chenal remarquable. La troisième couche est une formation rouge visiblement érodée et aussi entaillée par le chenal sur la droite.

1.3.2. L'ensemble moyen (d'-e-f-g-h) + plancher stalagmitique BDCL-51

L'ensemble moyen constitue l'ensemble principal de la coupe. Il peut se subdiviser en deux sous-ensembles. Il débute à la base par des limons fins rouges qui occupent le fond du chenal évoqué ci-dessous. Par-dessus vient une puissante formation de sables grossiers jaunes lités (asymétrie), présentant des déformations (micro-failles, dépôts lenticulaires érodés et biseautés). Une stalagmite (BdCl-51) basculée et corrodée ainsi que des limons fins résiduels érodés ont été reconnus au-dessus de la formation sableuse. La transition avec le second sous-ensemble se fait par une discordance très nette. Les dépôts sus-jacents correspondent à deux séries de pseudo-varves très finement laminées. La première se caractérise par une couleur rouge tandis que la seconde est jaune. Inclinaison vers la droite de la coupe, elles présentent chacune une surface ravinée.

1.3.3. L'ensemble supérieur (h'-i-j-k-l) + stalagmite BDCL-19

L'ensemble supérieur débute par un chenal de sables bruns moins épais que le précédent et légèrement décalé sur la droite de la coupe. Il recoupe de façon moins prononcée l'unité sous-jacente. Il se caractérise par des dépôts grossiers lités disposés en couches centimétriques séparés par des lits plus limoneux dont l'un de couleur rouge se distingue nettement. Il est surmonté par un puissant dépôt de galets mous limoneux qui repose en discordance sur les dépôts sableux et sur les pseudo-varves jaunes de l'ensemble moyen. La séquence se termine par une bande argilo-limoneuse jaune-brun très compacte, de 22 cm d'épaisseur, incurvée sur la droite de la coupe. Elle est recouverte par un dépôt de limons argileux marrons, contenant des grains de quartz et de calcaire. Le remplissage détritique est scellé par des stalagmites. Il est à noter que le remplissage s'est tassé de quelques centimètres, attesté par le vide entre le plancher stalagmitique et les dépôts sommitaux.

1.4. Géométrie du remplissage et morphologie de la salle de la Boue

L'étude de la géométrie des dépôts met en évidence au moins quatre discordances majeures. Hormis la poche sableuse à la base, l'ensemble inférieur se caractérise par des couches sédimentaires massives disposées horizontalement. Une surface d'érosion irrégulière a été reconnue entre l'unité B et

l'unité C. La limite supérieure de l'unité B devait s'arrêter à hauteur de la paroi sur la gauche de la coupe. Elle a été érodée sur 70 cm. Au-dessus les couches ne présentent pas de lamination. Une autre surface d'érosion bien visible recoupe les unités F, D et E. Inclivée à 33° vers le sud de la salle, elle va influencer la géométrie du remplissage. Les couches des ensembles moyen et supérieur ont un pendage sud de 20°. Ces variations de pendage révèlent un encaissement et un soutirage progressifs de la séquence vers le sud. Le décalage progressif des niveaux sableux étagés vers le sud corrobore cette idée.

Plusieurs indices nous permettent de penser que la séquence sédimentaire s'est mise en place dans une salle aux caractéristiques morphologiques semblables à l'actuelle. Les banquettes latérales repérées au niveau des couches F et K n'ont pas été reconnues en symétrie sur la paroi opposée. De plus, le renforcement en bas à gauche de la coupe et le pendant de voûte corrodé en haut à droite sont significatifs. Le toit de l'encaissant est en contact direct avec l'unité B. Sa surface plane au même niveau que le toit de l'unité B, indique qu'il préexistait à la sédimentation de l'unité B. Malgré la présence de morphologies telles que des chenaux de voûte, des banquettes latérales, des marmites de plafond, des pendants de voûte, l'hypothèse d'une genèse noyée de type paragénétique, c'est-à-dire formée par corrosion remontante au-dessus d'un remplissage de décantation progradant (Renault, 1967) est ici exclue. Le pendant de voûte corrodé au sommet du remplissage a contraint la sédimentation de l'unité L sans l'empêcher. La spéléogenèse doit donc être antérieure au remplissage détritique (Dandurand et Maire, 2011).

2. ANALYSE GRANULOMETRIQUE

Des analyses granulométriques ont été effectuées sur chaque unité afin de caractériser les sédiments, donc les régimes de sédimentation. Replacés dans un diagramme triangulaire sables/limons/argiles, la position des échantillons renseigne sur les textures (figure 99). Hormis trois échantillons, tous les autres présentent une texture limoneuse fine, très fine et surtout limono-argileuse. On est donc en présence la plupart du temps de dépôts de décantation formés lors de l'envolement des conduits en périodes de hautes eaux. Les courants faibles à très faibles se produisent pendant les phases de flux et reflux de la nappe. Cependant, il est intéressant de noter que l'unité A située à la base de la séquence est caractérisée par une texture très différente puisqu'elle est sablo-limoneuse. L'ensemble des paramètres et indices granulométriques est présenté dans le tableau 16.

Le diagramme de Passega (figure 100) précise le régime de sédimentation. On est bien dans des conditions générales de décantation totale (9 unités) et de suspension homogène (5 unités). Seules trois unités sont en régime de suspension-roulement et indiquent un courant notable (dépôt fluviatile), donc une variation importante du régime hydrosédimentaire comme cela a été démontré pour l'unité de base (A).

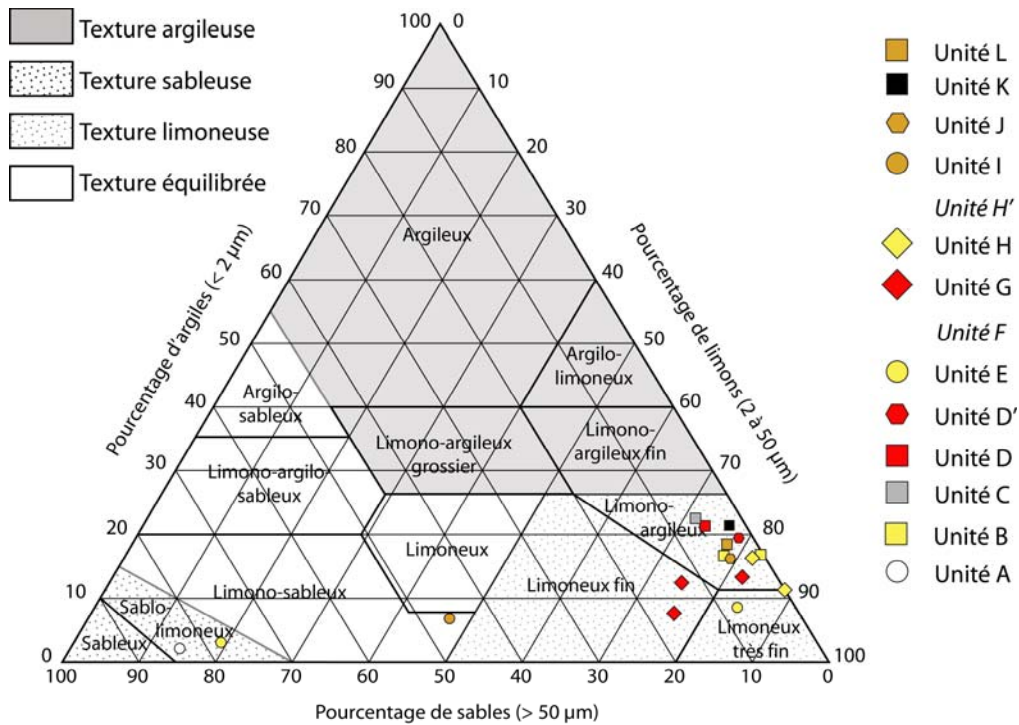


Figure 99 - Diagramme triangulaire des textures. La plupart des échantillons analysés montrent une texture de décantation (limoneux fin, très fin et limono-argileux).

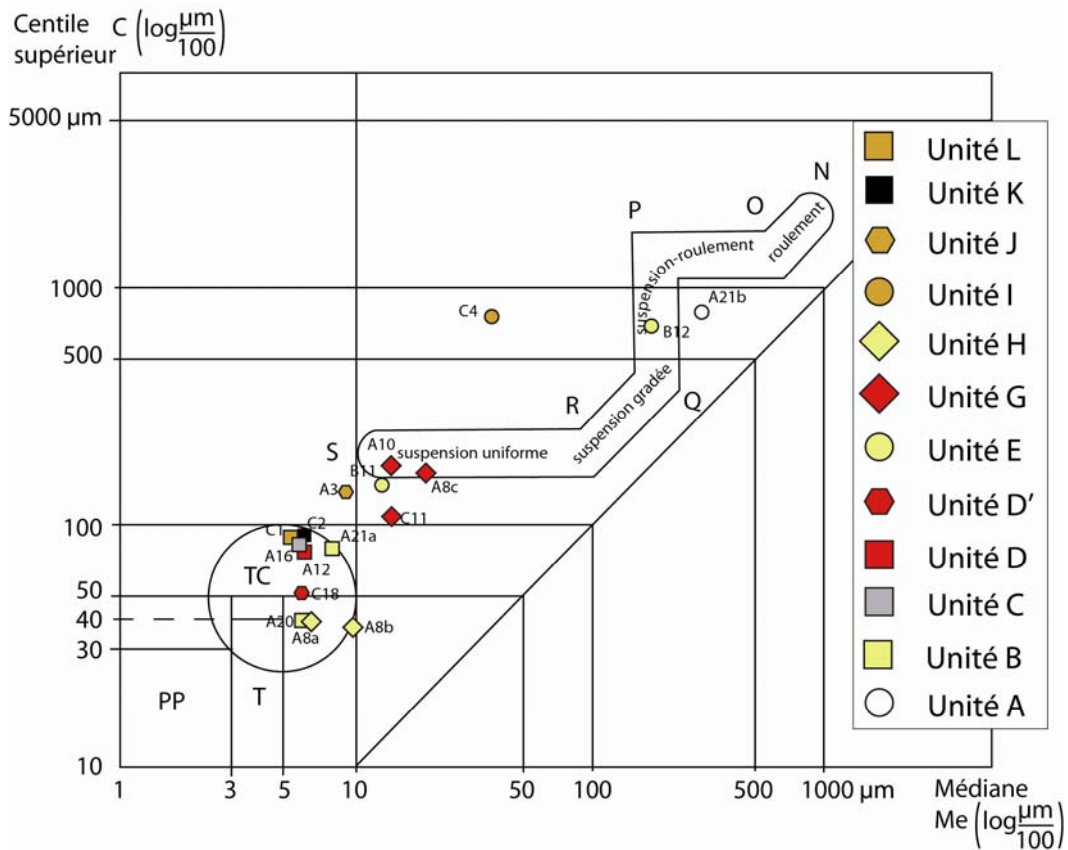


Figure 100 - Unités stratigraphiques replacées dans un diagramme de Passega. Légende : SR = dépôts de suspensions homogènes ; RQ = dépôts de suspensions « gradées » ; QP = dépôts de suspensions gradées et de roulement ; PO = dépôts de roulement et de suspensions gradées ; ON = dépôts de roulement ; Dépôts de décantation totale (T = suspensions pélagiques ; TC = talus continental ; PP = pélagique profond).

Le levé de synthèse comparé à la granulométrie de chaque unité révèle une évolution de bas en haut, avec une unité de base sableuse (A) suivie de couches limono-argileuses jusqu'au sommet hormis deux niveaux sablo-limoneux (E, I) (figure 101).

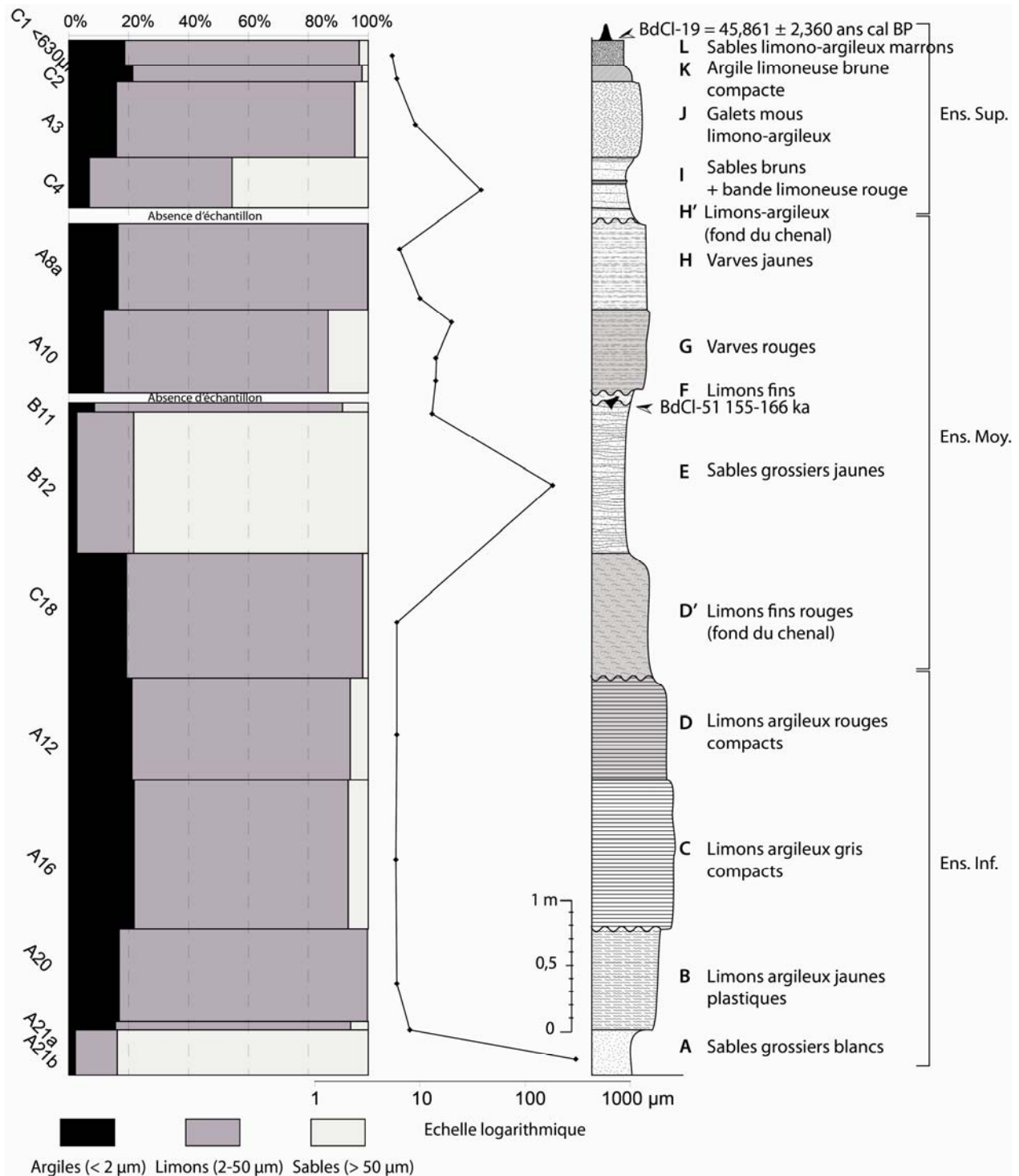


Figure 101 - Levé de synthèse et granulométrie de la séquence sédimentaire. A gauche, granulométrie des unités stratigraphiques. Au centre, évolution de la médiane. A droite, colonne lithostratigraphique.

Unité strati.	N° éch.	Nature du sédiment	Indice granulométrique Skewness (Sk, exprimé en Φ)	Paramètres granulométriques (données brutes en μm)				Diagramme de Passega	Dynamique hydrologique
				Mode	Dév. St.	Me (C50)	Cs (C99)		
L	C1	Limons argileux	-0.10	4.9	1.7	5.4	90	"suspension pélagique"	décantation totale
K	C2	Limons argileux	-0.10	4.2	1.7	6	90	"suspension pélagique"	décantation totale
J	A3	Limons argileux	0.09	12.2	1.8	9	140	proche suspension uniforme	décantation d'eau turbide
I	C4	Limons sableux	0.25	477.0	2.9	38	780	Proche suspension-roulement	présence d'éléments fins qui diminuent la médiane -> dépôt fluvialite
H	A8a	Limons argileux	0.32	12.2	1.5	6.3	40	"suspension pélagique"	décantation totale
H	A8b	Limons très fins	0.85	14.2	1.4	9.9	37	"suspension pélagique"	décantation totale
G	A8c	Limons fins	0.59	35.6	1.8	20	165	suspension uniforme	décantation d'eau turbide
G	C11	Limons argileux	0.51	26.2	1.7	14	110	proche suspension uniforme	décantation d'eau turbide
G	A10	Limons fins	0.34	26.2	1.9	14	180	suspension uniforme	décantation d'eau turbide
E	B11	Limons très fins	0.40	19.3	1.7	13	150	proche suspension uniforme	décantation d'eau turbide
E	B12	Sables limoneux	1.38	259.0	2.2	180	720	suspension gradée	dépôt fluvialite ; courant moyen à fort
D'	C18	Limons argileux	0.10	3.6	1.7	6	52	"suspension pélagique"	décantation totale
D	A12	Limons argileux	-0.03	3.1	1.9	6	80	"suspension pélagique"	décantation totale
C	A16	Limons argileux	-0.08	3.1	1.9	5.9	84	"suspension pélagique"	décantation totale
B	A20	Limons argileux	0.38	9.0	1.5	6	40	"suspension pélagique"	décantation totale
B	A21a	Limons argileux	0.26	22.5	1.8	8	80	"suspension pélagique"	décantation totale
A	A21b	Sables limoneux	1.84	409.4	2.2	300	810	proche suspension roulement	dépôt fluvialite ; courant moyen à fort

Tableau 16 - Paramètres et indices granulométriques des unités sédimentaires du remplissage de la salle de la Boue (grotte du Bois du Clos).

3. MINÉRALOGIE DES SABLES ET DES ARGILES

L'analyse minéralogique des argiles par diffractométrie des rayons X a été effectuée au laboratoire HydrASA (UMR CNRS 6269 / Université de Poitiers) par l'intermédiaire de A. El Albani. Quatre échantillons (B17, A16, A9 et C2) associés aux unités stratigraphiques B, C, D et K ont pu être analysés. Dans les quatre échantillons la présence de quatre types de minéraux a été mise en évidence : chlorite, smectite, illite et kaolinite (figure 102). Le cas de la kaolinite est emblématique car elle résulte des conditions d'altération de la couverture détritique qui ont régné au cours du Tertiaire dans un contexte tropical humide.

En outre, des minéraux non argileux ont été identifiés. Du quartz a été détecté dans les échantillons C2, A9 et A16 (minéral fréquent dans le contexte régional), de la goéthite dans les échantillons A16 et B17 (minéral également souvent observé en lame mince sous forme de ferri-argilane), du feldspath potassique dans B17 et C2 et de la calcite dans l'échantillon C2 (observé également en lame mince et en imagerie chimique pour la remobilisation de particules de roches fantômisées). Minéraux argileux et non argileux sont donc des marqueurs précieux des processus pédogénétiques, d'altération, en lien avec l'évolution géomorphologique et par conséquent en relation avec les conditions paléoenvironnementales et paléoclimatiques qui ont prévalu depuis l'altération de la roche et la couverture cénozoïque (Wilson, 1999 ; Velde et Meunier, 2008).

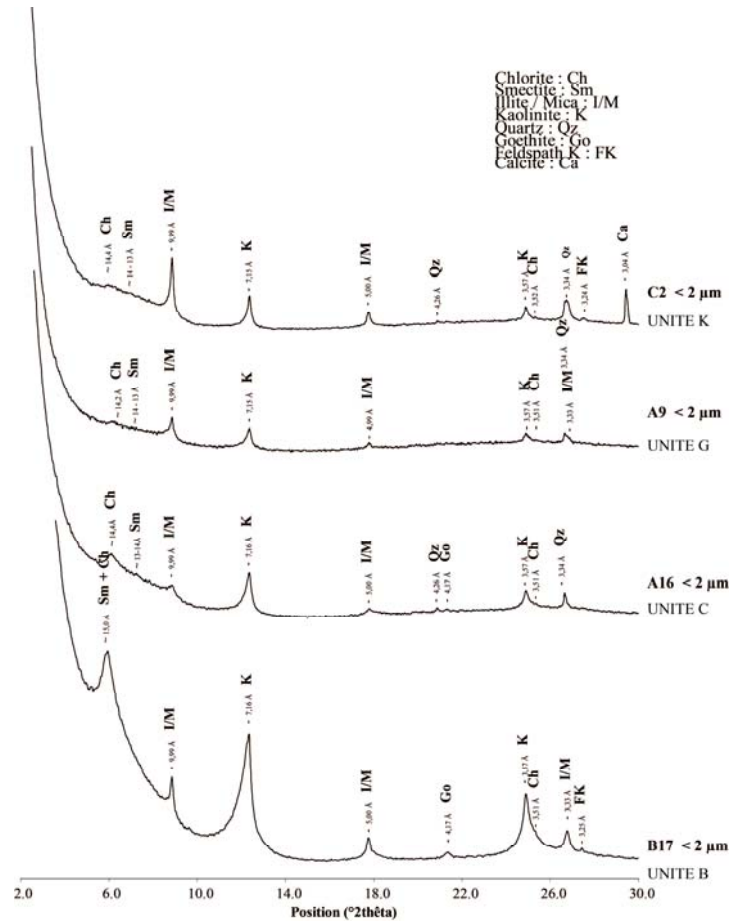


Figure 102 - Diffractogrammes des unités B, C, G et K de la séquence sédimentaire du Bois du Clos.

L'examen pétrographique et micromorphologique (figure 103) sur lame mince des unités B, D' et H montre bien la nature de la sédimentation de type décantation. On observe des dépôts plutôt massifs présentant une rythmicité médiocre. Il n'existe pas de lamines de crues typiques avec granoclassement décroissant passant des sables fins aux limons et argiles. La sédimentation s'effectue en régime très calme comme le montre les amphiboles posées à plat dans l'unité C (photo h). Pour l'unité sommitale (L), le sédiment est peu rythmé avec des sables mélangés et localement des niveaux argileux de décantation.

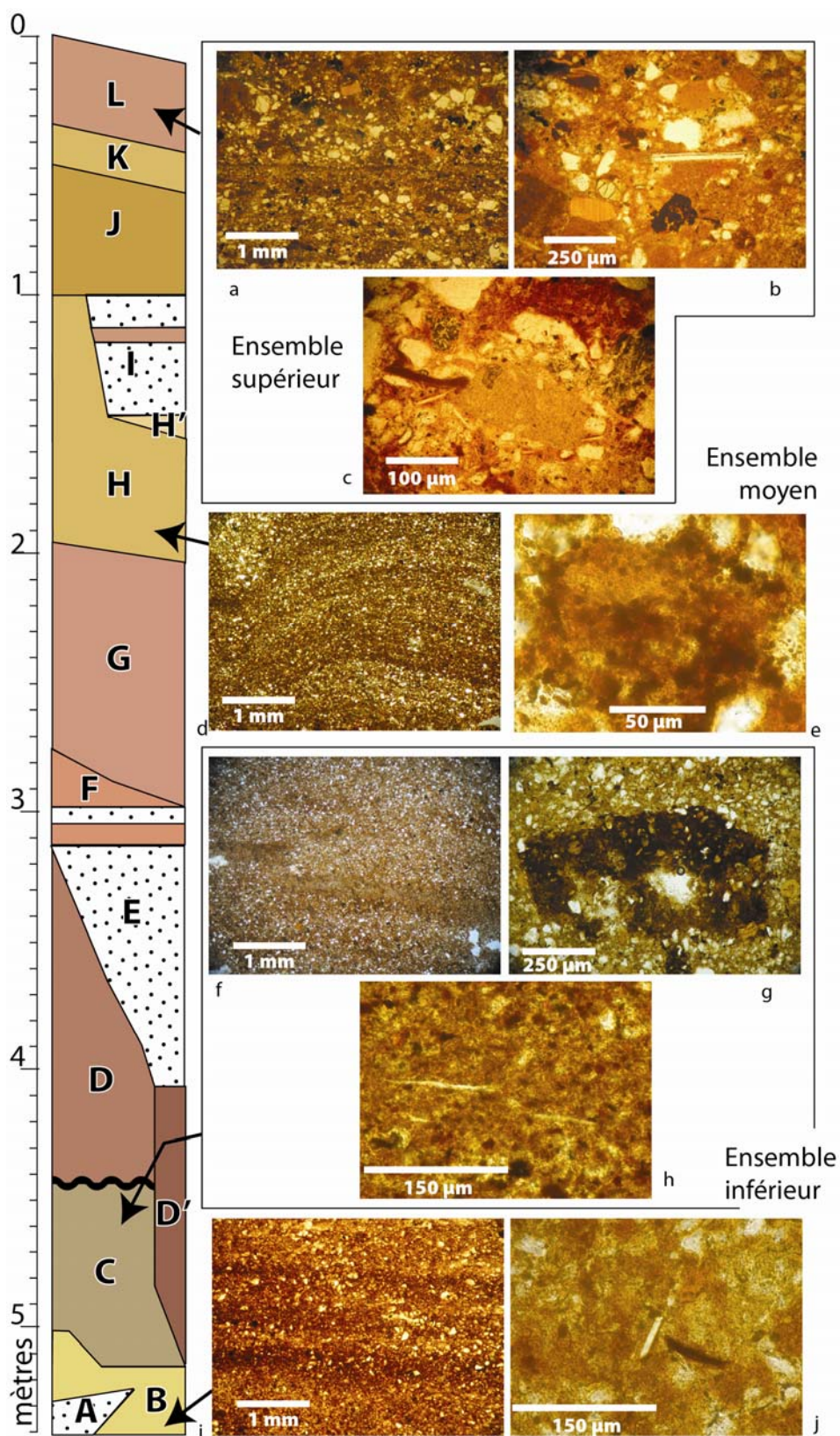


Figure 103 - Examen pétrographique et micromorphologique de plusieurs unités de la séquence de la salle de la Boue (« LN »). Unité L (sommets) : fond argilo-ferrugineux avec quartz et cortège de socle (amphibole) (a-b-c). Unité H (d-e) : niveau finement rythmé avec argile et petits quartz + amas ferro-bactériens (e). Unité C : fond argilo-quartzéux (f-g) avec amphiboles sédimentées à plat (h). Unité B (base) : structure pseudo-laminée (i) avec quartz et amphibole (j).

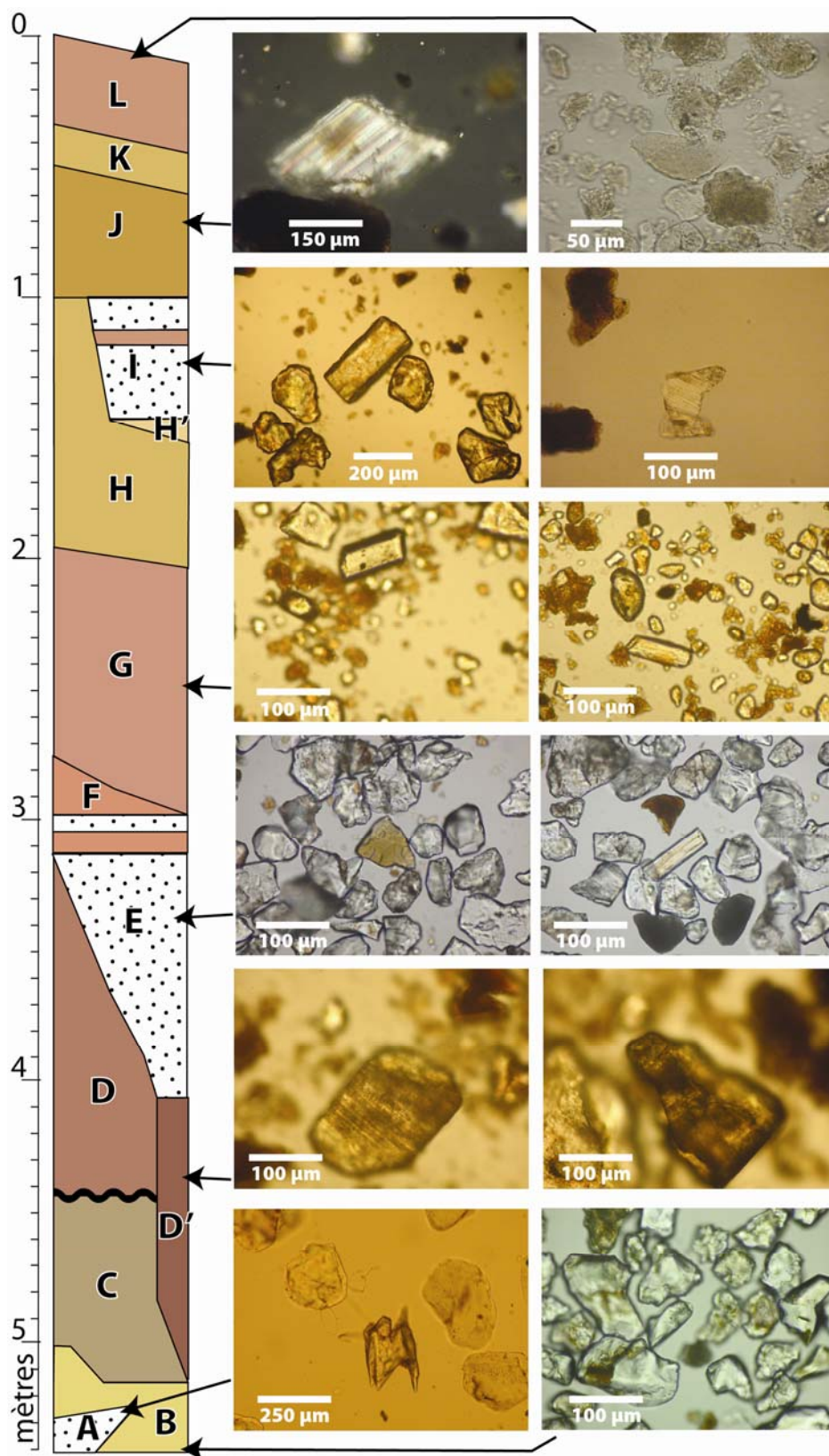


Figure 104 - Minéralogie des unités A-B-D'-E-G-I-J-L. (A) augite aciculaire ("LN"). (B) Quartz émoussés ("LN"). (D') Brookite et tourmaline ("LN"). (E) Quartz brun, disthène, tourmaline et quartz sub-anguleux ("LN"). (G) Zircons et quartz usés ("LN"). (I) Quarts, hornblende et écharde de quartz ("LN"). (J) Brookite ("LP"). (L) Micas ("LN").

L'examen minéralogique des minéraux (figure 104) en grains a été effectué pour huit unités. Dans l'unité A de base, hormis les grains de calcaires altérés provenant de la désagrégation du calcaire fantômisé, on observe principalement des quartz, comme dans la plupart des unités. Un cortège de minéraux de socle, voire de minéraux volcaniques, est présent : augite aciculaire (unité A), disthène et tourmaline (unité E), zircons (unité G), hornblende, quartz en écharde (unité I), brookite (unités D' et J), mica (unités L).

Pour aller plus avant dans la reconnaissance minéralogique, l'analyse géochimique se révèle un outil indispensable, notamment pour mettre en évidence des anomalies importantes qui renseignent sur des événements et ou des processus importants au cours de la sédimentation.

4. GEOCHIMIE PAR MICROSONDE XRF

Les analyses par μ -XRF ont permis de réaliser à la fois un profil géochimique (figure 105) complet de la coupe et des imageries ciblées sur les zones jugées les plus intéressantes. En vue de réaliser un profil géochimique de la séquence stratigraphique, une analyse a été réalisée sur la colonne centrale de *U-channels*, la série B. Celle-ci comporte 17 *U-channels* sur 4,85 m de hauteur. Chaque échantillon a été analysé par la microsonde XRF XGT-7000 (Horiba), au Centre d'Étude Nucléaire de Bordeaux-Gradignan (resp. R. Ortega, analyses G. Devès).

Le balayage de la surface des *U-channels* est effectué par intervalles de 5 mm et avec un pas de temps de 300 s. Le voltage du tube des rayons X est réglé à 50 kV avec un courant de 1 mA. Afin d'éviter des problèmes de condensation sur la lentille du détecteur, il a été décidé de faire les analyses sans film plastique et de sécher au préalable les échantillons dans une étuve à 80 °C pendant 24 heures. L'inconvénient de cette technique est la dessiccation du sédiment qui provoque une perte de volume estimée à 5 %. Cette réduction de volume crée parfois des fentes de dessiccation qui peuvent perturber la détection et la quantification des éléments chimiques, notamment pour les plus légers. En outre, la hauteur totale de la coupe est réduite consécutivement d'environ 5 % (4,61 m).

L'interprétation du profil et des imageries sera utilisée directement dans l'analyse des résultats pour chaque unité sédimentaire. Mais d'ores et déjà le profil géochimique, qui a l'avantage de présenter des résultats quantitatifs (contrairement au Core Scanner), permet de souligner des faits importants :

- les éléments Si, Fe et Al sont de loin les plus abondants. Ils sont en relation directe avec les silicates d'alumine, la silice du quartz, les argiles et grains ferrugineux ;
- le Ca (CaCO_3) est peu représenté dans l'ensemble du profil, il généralement sous la barre des 1 %. Toutefois on observe des anomalies très fortes comme dans l'unité K située dans l'ensemble supérieur avec des taux considérables de 45 % (cf. infra : imageries chimiques, paragraphe 5.3) ;

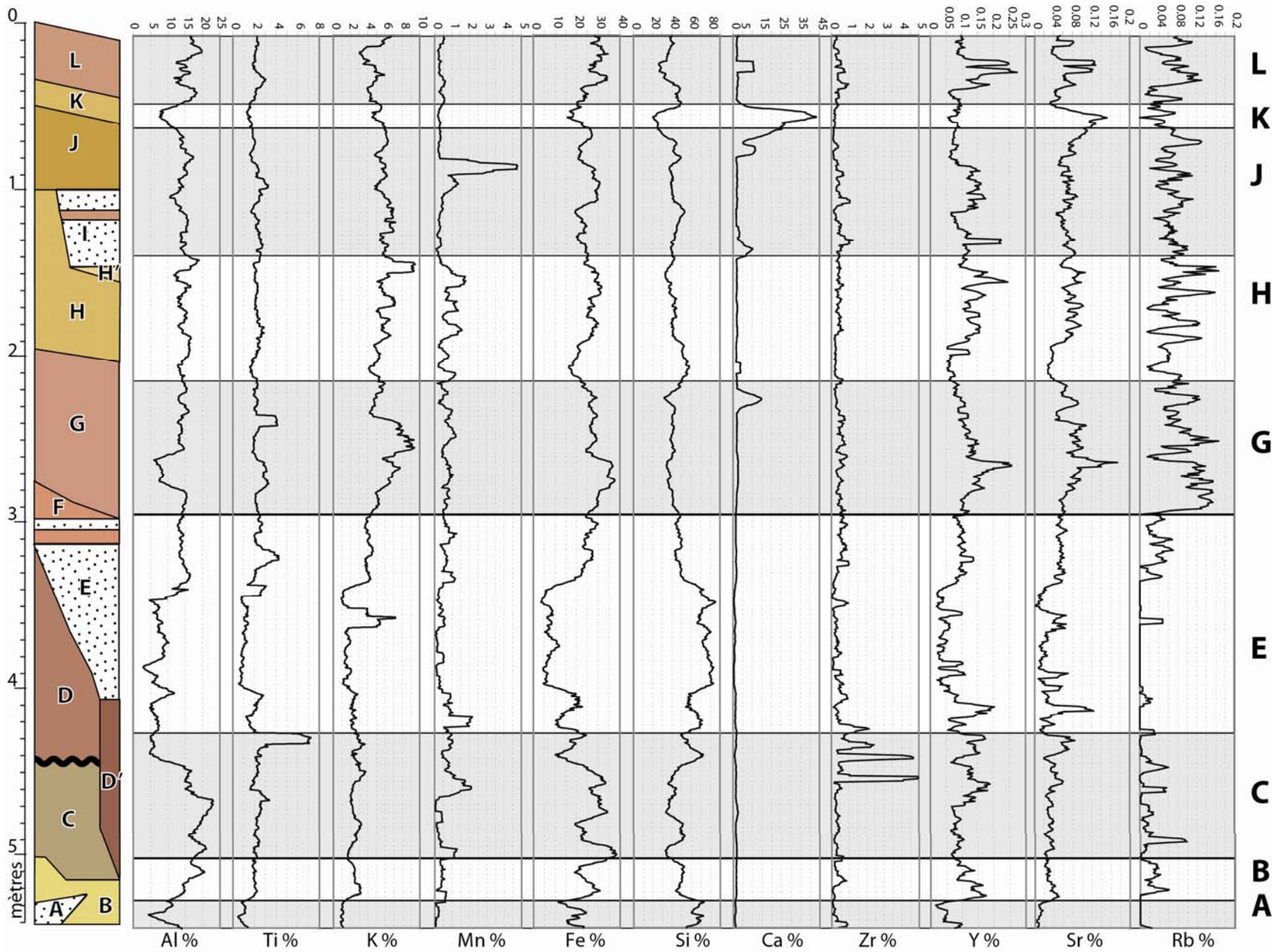


Figure 105 - Profils géochimiques de la séquence sédimentaire de la salle de la Boue par μ -XRF. Les échelles à gauche sont en % (masse). Si, Al et Fe sont les éléments dominants. On observe des anomalies caractéristiques pour Ca. La plupart des autres éléments (Ti, K, Y, Zr, Sr, Rb) est en relation avec des minéraux de socle.

- les éléments secondaires importants d'un point de vue minéralogique sont : Ti, K, Mn (entre 2 et 6 %) ;
- les éléments présentant les moindres teneurs sont Y, Sr et Rb (entre 400 et 2 000 µg/g), mais ils sont en lien avec des minéraux de socle et sont associés avec Ti et K ;
- le cas de Zr est intéressant car les concentrations varient de 0-1 à 5 % ; il est directement lié à la présence de zircon confirmée par l'examen minéralogique au microscope.

5. RESULTATS : NATURE DES UNITES SEDIMENTAIRES ET MISE EN EVIDENCE D'ANOMALIES PAR IMAGERIES CHIMIQUES (NIVEAUX CARBONATES LIES A LA FANTOMISATION)

5.1. L'ensemble inférieur (A-B-C-D)

- L'unité A de base présente une texture sableuse de couleur jaune (5Y 8/8). Le fort coefficient de dissymétrie ($Sk = 1,84 \Phi$) et le mode élevé (409 µm avec une déviation standard de 2 µm) caractérisent une distribution des particules nettement en faveur des éléments grossiers. La médiane et le centile supérieur élevé de l'échantillon A21b classent l'unité A dans les dépôts de type « suspension-roulement » sur le diagramme de Passega (figure 100), traduisant un courant suffisamment fort pour empêcher les suspensions de fond de se déposer. La géochimie a révélé une prédominance de Si (70 %), en lien direct avec les sables quartzeux (SiO₂). Fe et Al sont en proportions notables (5-20 %). Ca est quasiment absent.

- L'unité B est une formation limono-argileuse plastique à dominante jaune (2.5Y 8/8) mélangée à des teintes rouges (10YR 6/6). Les deux échantillons de cette unité (A21a et A20) montrent un indice de dissymétrie très en faveur de éléments fins (0,26 et 0.38 Φ). Sur le diagramme de Passega, ils sont regroupés autour du type TC qui représente les dépôts de talus continental, c'est-à-dire des dépôts de décantation totale. Sur le diffractogramme de l'échantillon B17, la forte intensité du pic de kaolinite et le pic large de smectite montrent que les dépôts se sont formés dans un contexte climatique chaud et sec en milieu confiné. Cette interprétation est nuancée par le pic d'illite. La présence de feldspaths potassiques est interpellante. Le FK s'altère assez facilement sous climat chaud et humide. Provenant du socle granitique, il a été érodé à partir d'une roche saine par érosion mécanique. Le couvert végétal devait donc être peu épais. En conséquence, l'érosion a pu remobiliser les FK à partir des sols n'ayant subi qu'une pédogenèse courte et/ou modérée. La présence de goethite, qui donne probablement la teinte jaune au dépôt, est à corréliser avec l'observation au microscope des très nombreux (90 %) grains de quartz de 150 µm sub-anguleux altérés d'aspect mat présentant des micro-perforations et des marques choc en surface associés à des oxydes de fer, des grains de tourmaline et de disthène. L'origine éolienne est donc attestée par la goethite (Blanchet, 2006) et les quartz ronds mats.

D'un point de vue géochimique, l'unité B se caractérise par une nette diminution de la proportion de Si et parallèlement par une forte augmentation des éléments Al, K, Ti et surtout Fe.

- **Les unités C et D** diffèrent par leur couleur. C est une formation limono-argileuse compacte de couleur grise (2.5Y 6/4) tandis que D est une formation limono-argileuse compacte de couleur rouge (10R 5/6). Cependant les deux unités présentent des caractères granulométriques quasi identiques, avec un indice de dissymétrie < 0 et un mode centré à $3 \mu\text{m}$ avec une déviation standard de $1,9 \mu\text{m}$. Les échantillons extraits de ces deux unités sont regroupés sur le diagramme de Passega autour du type TC, c'est-à-dire des dépôts de décantation totale. D'un point de vue minéralogique, l'unité C se caractérise par la présence de grains de zircon, de tourmaline et de disthène pris dans une matrice d'argiles à micas.

Les nombreux oxydes ferriques et la présence de filaments ferro- et mangano-bactériens indiquent que le dépôt a subi une « pédogenèse » souterraine avancée, cas observé fréquemment en lame mince (figure 103). L'unité D présente une nette domination des éléments de quartz sub-anguleux de 150 à $200 \mu\text{m}$ avec des revêtements ferrugineux (ferranes). De plus, le diffractogramme de l'échantillon A16, extrait de l'unité C, montre que l'intensité de tous les pics a nettement diminué comparé à l'unité B. Proportionnellement, l'intensité du pic de chlorite est la plus forte, ce qui signifie soit une augmentation relative de ce minéral, soit une diminution relative des autres. Cette évolution s'accompagne à l'inverse d'une nette diminution de smectite.

La kaolinite, minéral qui résiste bien à l'altération chimique mais moins à l'altération mécanique, diminue aussi très fortement. Le contexte climatique dans lequel s'est formé l'argile grise semble donc plus tempéré et plus humide que celui qui a conditionné la formation des dépôts de l'unité B (argile jaune plastique).

D'un point de vue géochimique, seule l'unité C a été analysée. Les résultats montrent une forte proportion de Al et Fe, en corrélation avec la granulométrie très fine et la minéralogie des sables et des argiles. Le dépôt se caractérise également par quatre pics de Zr (à cause du zircon) et un pic de Ti probablement dû à quelques grains titanifères, comme le rutil, le grenat ou le sphène. Ca reste modeste, mais néanmoins présent (1-2 %), suggérant une remobilisation de micrograins de calcaire altéré dans la masse du sédiment déposé lors de chaque crue.

5.2. L'ensemble moyen (D'-E-F-G-H)

- **L'unité D'** constitue le fond du chenal. Sa couleur rouge (10R 4/6) et ses caractéristiques granulométriques (mode et médiane faibles, $Sk < 1$) le rapprochent de l'unité D. Le diagramme de Passega indique qu'il s'agit aussi d'un dépôt de décantation totale. D'un point de vue minéralogique, l'unité D' se caractérise par la présence, outre des quartz abondants, de grains de brookite et de tourmaline très altérés. Toutes ces caractéristiques associées à la morphologie du chenal et à la présence de galets roulés d'argile jaune et grise à la base, montrent que le dépôt de l'unité D' provient de l'érosion et du ravinement des unités B, C et D. Ainsi, la morphologie du chenal et les caractéristiques de l'unité D' permettent de définir la séquence sédimentaire suivante. Après un arrêt de la sédimentation limono-argileuse de décantation, les unités B, C et D ont été recreusées par un chenal dû à un écoulement libre. Puis ce chenal a été comblé à la base par des matériaux arrachés par colluvionnement aux unités B, C et D.

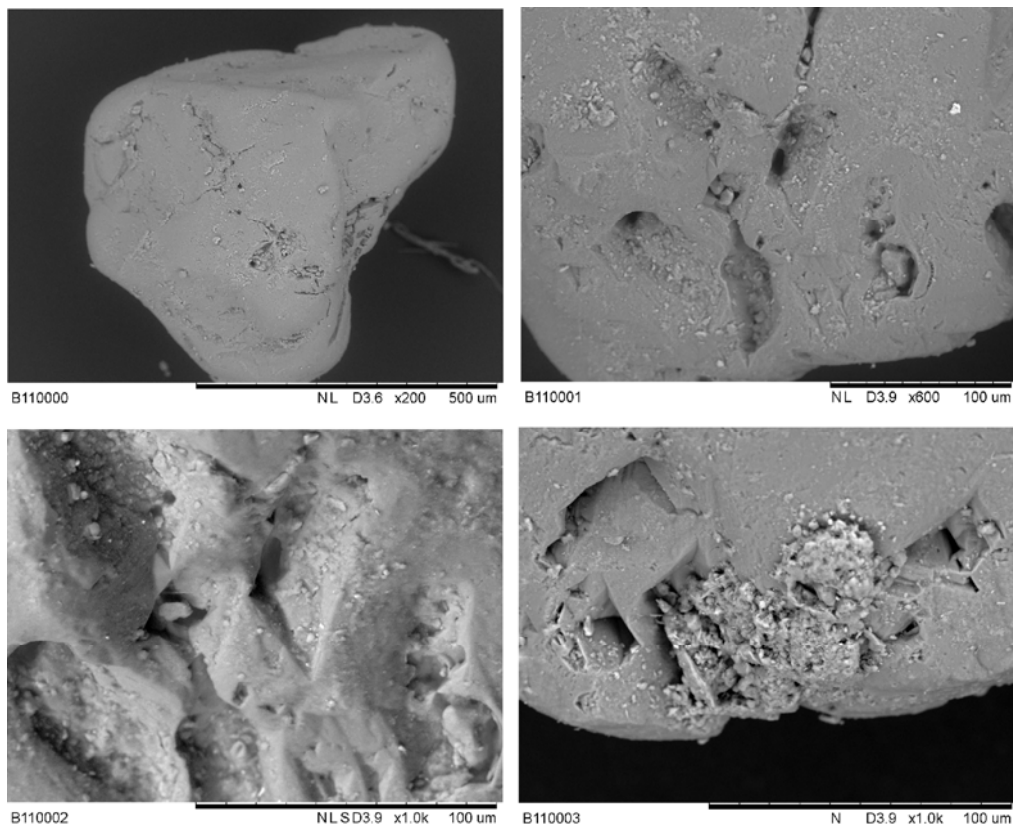


Figure 106 - Grain de quartz de l'échantillon B11 (unité stratigraphique E) observé au MEB. L'aspect émoussé, les micro-perforations à la surface du grain et les traces de choc en V attestent d'une origine éolienne ancienne, avant la remobilisation fluviatile. Pendant ou après le transport, des billes de silice ont précipité à l'intérieur des micro-perforations et dans les impacts en V. Ces précipitations siliceuses sur des quartz détritiques sont généralement interprétés comme des formations évoluant sous un climat chaud et humide (Bétard, 2007). Images obtenues à partir du MEB de table Hitachi TM3000 (lab CENBG, G. Devès, 25 novembre 2010).

- L'unité E sus-jacente, atteste d'un retour à une sédimentation sableuse. L'indice de dissymétrie en faveur des éléments grossiers ($Sk = 1,38 \Phi$) et le mode centré à 259 µm avec une déviation standard de 2,2 µm confirment la nature sableuse du dépôt. Le diagramme de Passega indique qu'il s'agit d'un dépôt de type suspension-roulement, traduisant des conditions où les courants de fond sont plus rapides. Les sables fluviatiles, piégés dans le chenal, ont été transportés par suspension-roulement, dans un contexte de forts courants. Les lits sableux asymétriques, les micro-failles et les couches biseautées indiquent un dépôt polyphasé qui s'est constitué par dépôts successifs, variables selon les débits de charriage. L'échantillon B11, situé dans la zone des suspensions uniformes du diagramme de Passega, indique clairement un dépôt de décantation d'eau turbide. L'observation des minéraux lourds confirme l'origine fluviatile des sédiments de l'unité E. Celle-ci se caractérise par la prédominance de quartz sub-anguleux luisants de 150 µm de diamètre et des quartz anguleux de 50 µm. Au sommet de la formation, on reconnaît des quartz ronds mats de > 200 µm, observation confirmée par les images au MEB effectuées sur la partie supérieure de B11 (figure 106).

Des micas peu abondants ont été reconnus ainsi que des grains de zircons très altérés, des disthènes, des tourmalines, des quartz bruns et des petits verres volcaniques. L'unité E présente donc tout le cortège minéralogique de socle associé à des dépôts de type volcanique. Les quartz d'aspect luisant indiquent le façonnement fluviatile du dépôt sur une courte distance, les ronds mats de la partie supérieur une origine éolienne. Les résultats de l'analyse géochimique montrent une très forte

proportion de Si (75 %). Dans la partie supérieure de l'unité E, les éléments Fe, Al, K et Ti augmentent nettement, mettant en évidence des minéraux alumineux, comme la muscovite ou la tourmaline.

- L'unité F de texture limoneuse de couleur rose (10R 6/8), recouvre une stalagmite (BdCl-51) basculée, de 8 cm de hauteur à base large (30 cm de diamètre). L'ensemble repose en discordance sur l'unité E dont la surface présente des micro-formes de déformation (pli lié à une compression latérale du sédiment). Ces deux formations attestent d'un dénoyage et d'un assèchement prolongés de la cavité. Mais le biseautage de l'unité F (pente à 33°) indique une érosion par glissement en masse des sédiments. Cette unité stratigraphique, peu développée, est donc capitale pour mettre en évidence la discontinuité de la séquence sédimentaire.

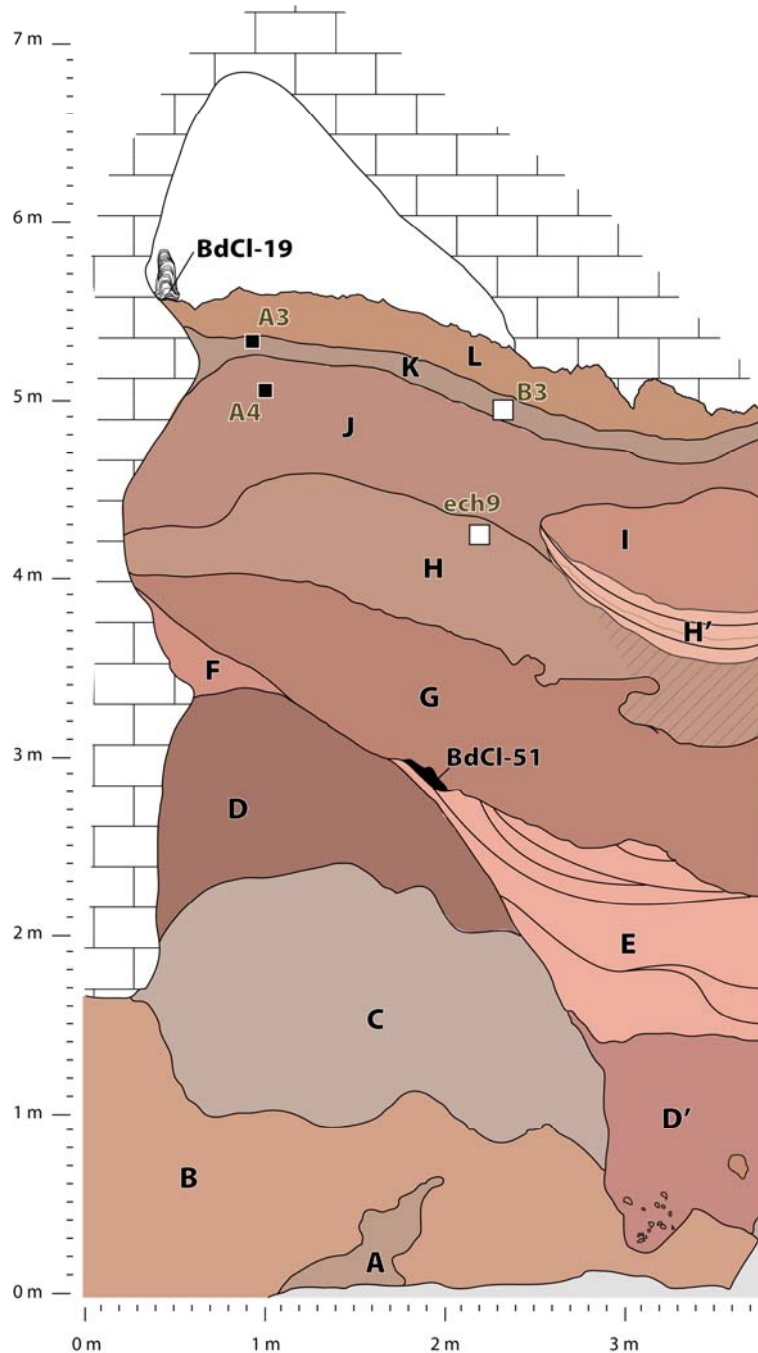


Figure 107 - Situation des échantillons présentant un niveau carbonaté résultant de la sédimentation de poudres calcaires arrachées à la paroi fantômisée. Ech9 (1-2) et B3 = imagerie et minéralogie ; A3-A4 = minéralogie.

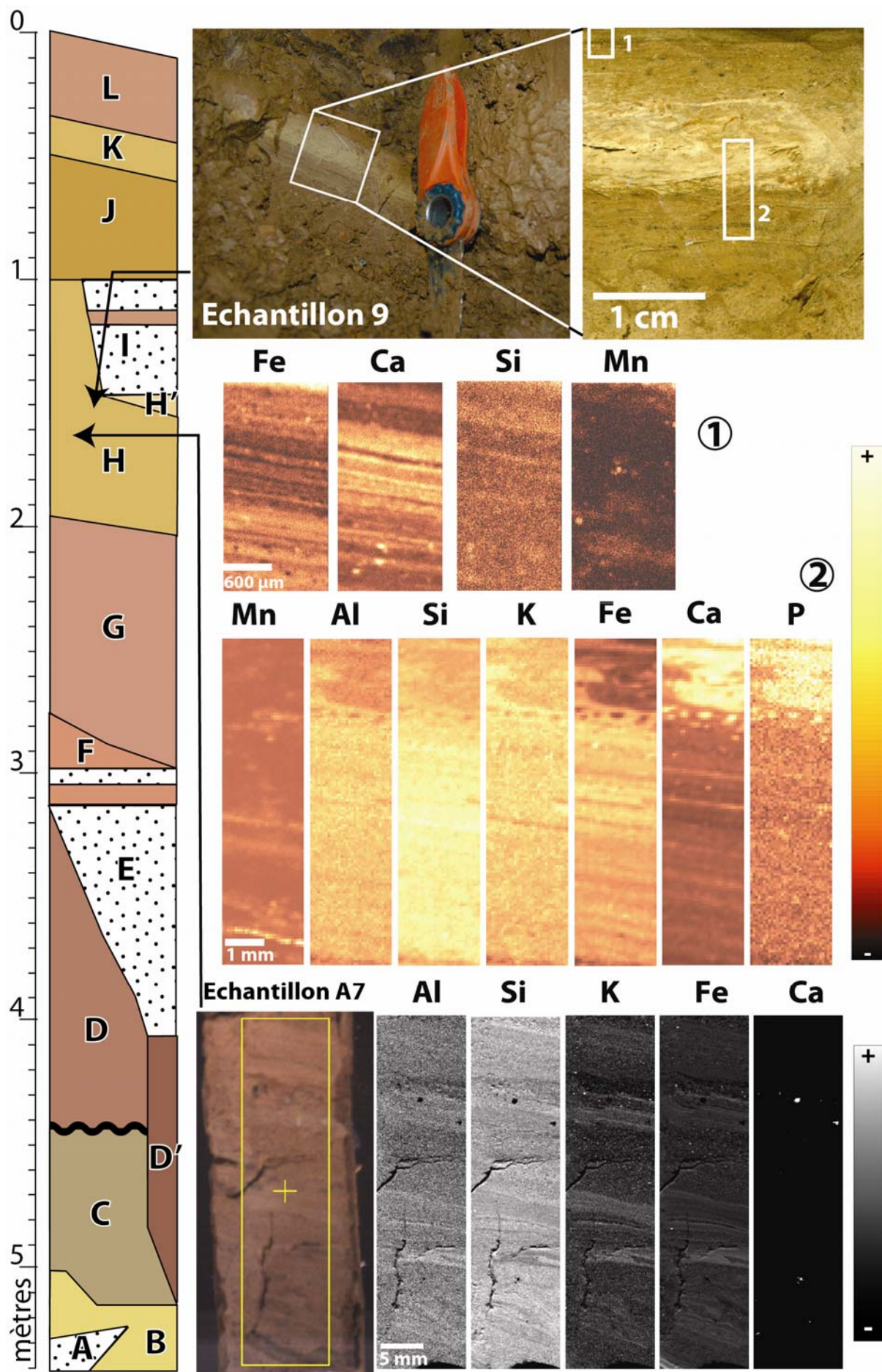


Figure 108 - Trois exemples d'imageries chimiques dans l'unité H (coupe de la salle de la Boue) dont deux (1) (2) soulignent la présence de niveaux carbonatés liés à la fantômission (G. Devès, lab. CENBG, Gradignan).

- **Les unités G et H**, quoique différentes par leur aspect, présentent des similitudes granulométriques. Reposant en discontinuité sur l'unité E, elles correspondent à des rythmites très finement laminées. L'unité G se caractérise par une texture limoneuse rouge (10R 6/6) avec un mode situé entre 26 et 35 μm . Le diagramme de Passega situe le dépôt dans la zone des suspensions uniformes, correspondant à des dépôts de décantation d'eau turbide. L'unité H correspond à un dépôt limono-argileux jaune (2.5Y 7/8). Sa granulométrie plus fine et son centile supérieur (C99) très petit permettent de classer ce dépôt dans la zone TC du diagramme de Passega, caractérisant les dépôts de décantation totale. Les rythmites peuvent être interprétées comme la marque d'une période froide, par comparaison avec les résultats d'études menées en Lorraine (Losson, 2006), dans les Pyrénées, les Alpes françaises et autrichiennes et dans le Jura (Maire, 1990 ; Audra, 1994, 1995 ; Lignier et Desmet, 2002). Elles sont associées à des conditions paléoclimatiques alternativement froides et humides et de courtes périodes plus tempérées.

L'hypothèse d'un climat froid est validée par la diffractométrie RX de l'échantillon A9, extrait de l'unité G. Le diffractogramme montre que tous les pics ont encore diminué par rapport à l'unité C. Proportionnellement le pic d'illite a le moins diminué, ce qui signifie que ce minéral est le plus abondant dans l'échantillon. Les chlorites représentent 25 % des minéraux déterminés. Parallèlement, les pics de kaolinite et de smectite se sont encore fortement réduits. Le cortège minéralogique correspond donc davantage à un climat froid et humide. Sous climat froid, l'altération étant faible, les minéraux argileux résistants à la fragmentation sont dominants comme les feldspaths, les micas (illite, muscovite) ou encore les chlorites. En revanche, la kaolinite, sensible à la fragmentation, a tendance à disparaître des spectres minéralogiques. Enfin, les analyses géochimique et minéralogique des sables permettent d'identifier l'origine des sédiments. Les unités G et H présentent une abondance de quartz sub-anguleux mats associés à des quartz ronds mats picotés. Ont été également reconnus de nombreux oxydes ferriques et de rares grains de zircon, de tourmaline et de disthène (figure 104). La hornblende et le grenat sont plus abondants.

D'un point de vue géochimique, les deux unités présentent des différences notables par rapport aux autres unités stratigraphiques. Les proportions de K et Fe sont plus importantes. K est probablement associé à la présence de feldspaths et Fe à l'hornblende. Mais l'apport essentiel du profil géochimique est la mise en évidence des proportions nettement plus fortes de Rb. Il a été démontré que dans les sédiments lacustres (Croudace *et al.*, 2006 ; Cuven *et al.*, 2010 ; Kylander *et al.*, 2011) la corrélation entre les éléments K, Fe et Rb correspond à des enregistrements chimiques d'éléments détritiques très fins. Le rubidium est dans notre cas un excellent traceur des variations hydro-sédimentaires et de l'origine des sédiments. On remarque aussi une très bonne corrélation entre Sr et Y dont les proportions sont plus fortes dans l'unité G que dans l'unité H. L'yttrium est notamment présent dans la composition chimique du grenat et de la tourmaline. Le lien entre la géochimie, la granulométrie et la minéralogie des dépôts est donc étroit.

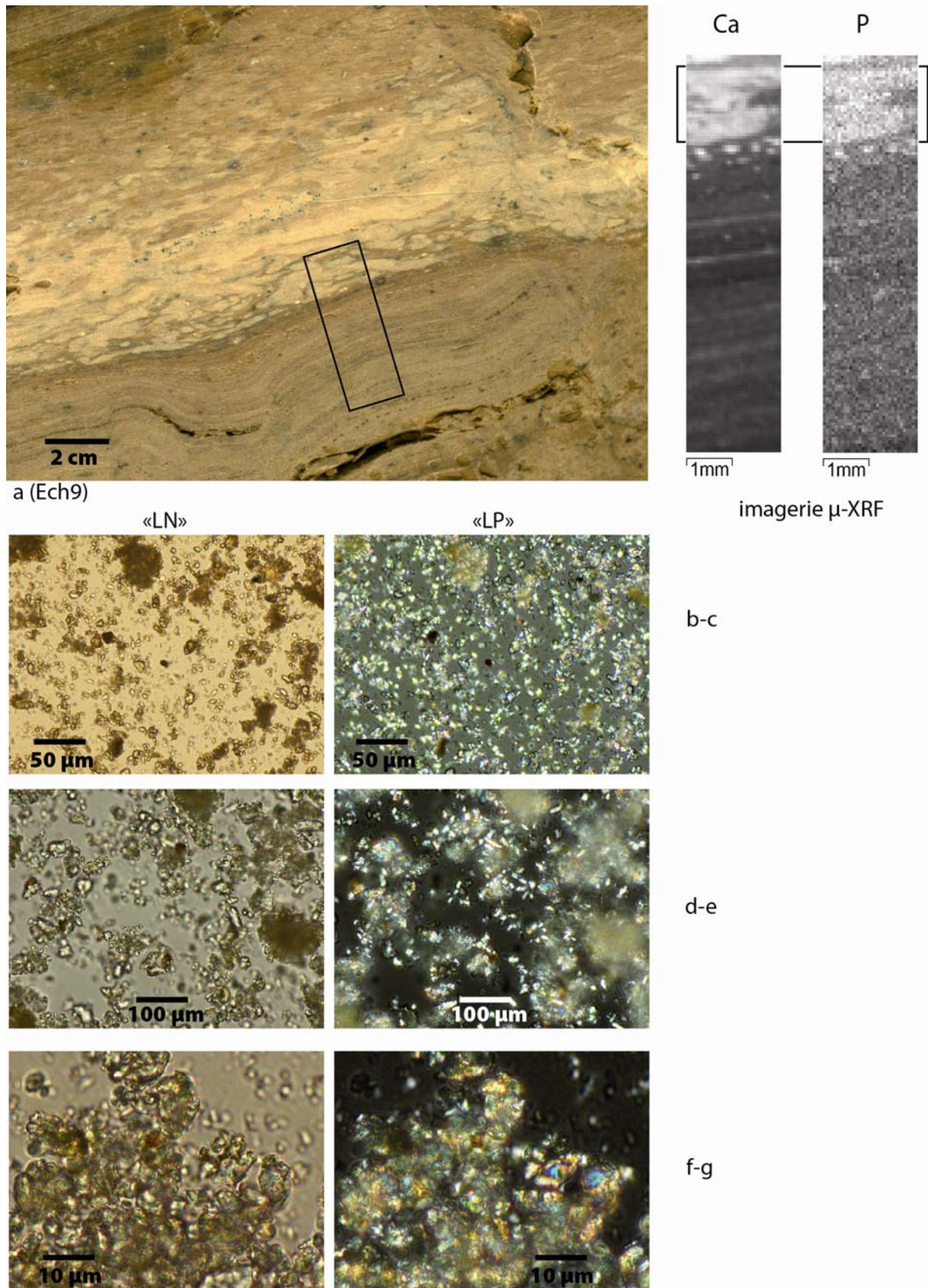


Figure 109 - Examen minéralogique du niveau carbonaté (>50%) et phosphaté (<0,2%) de teinte beige clair (échantillon 9) bien visible sur la cartographie microchimique XRF (en haut à droite). L'observation microscopique montre une poudre carbonatée constituée par des grains micrométriques de calcite (micrite et microsparite) (b-c-d-e-f-g). Cette poudre érodée et sédimentée provient d'une zone proximale (galerie des Dunes). La présence de petits grains d'apatite (f-g) est en corrélation avec l'imagerie géochimique.

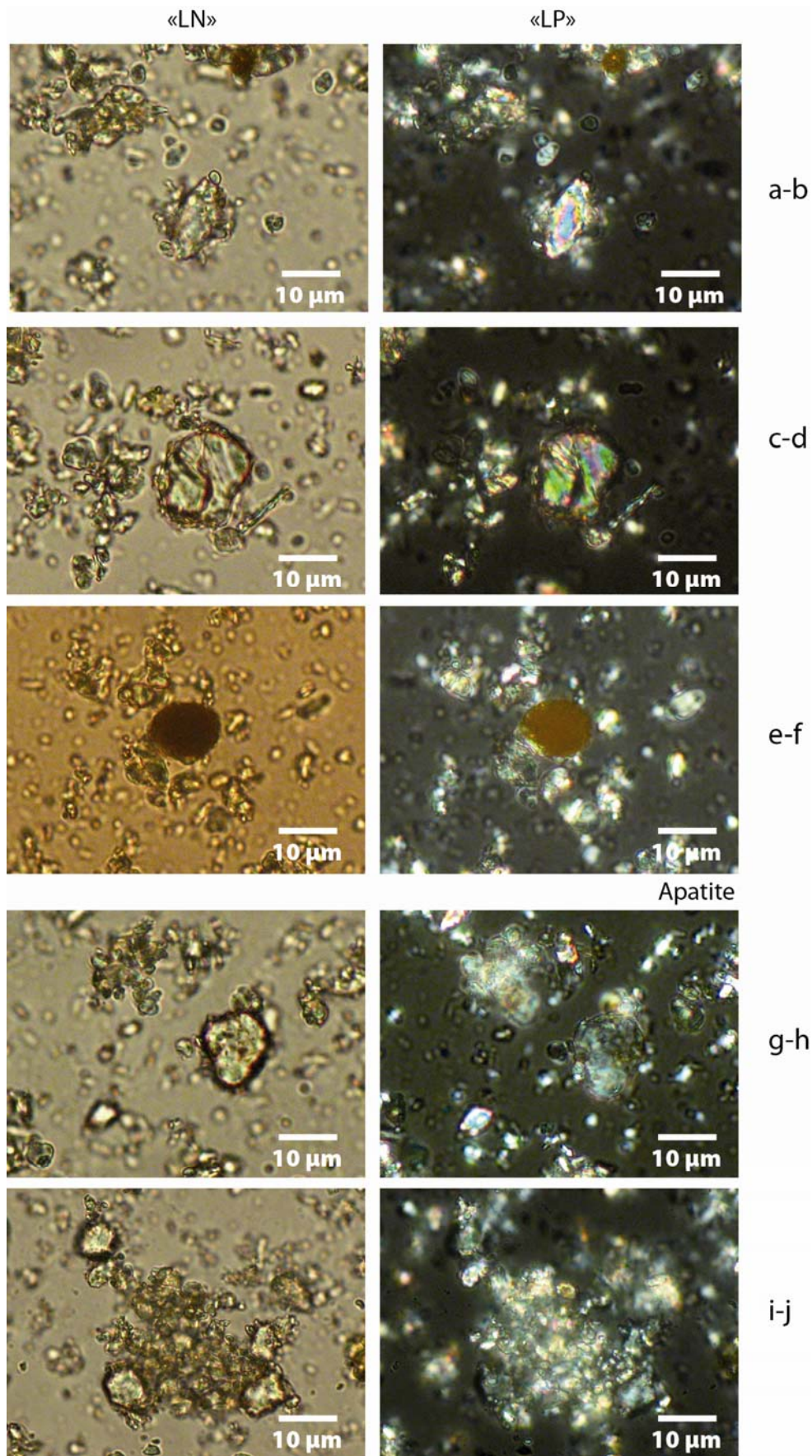


Figure 110 - Minéralogie des niveaux carbonatés mis en évidence par imagerie chimique / μ -XRF (roche altérée et désagrégée). On observe essentiellement des grains de micrite et de microsparite émoussés à cause de l'altération. Forte biréfringence en lumière polarisée analysée (b-d-f-h-j). Les photos g-h-i-j montrent aussi la présence de cristaux d'apatite plus ou moins émoussés bien visible en « lumière naturelle » (g-i), confirmant la présence de P dans le niveau carbonaté (figure 109).

- **L'unité H présente une anomalie notable en Ca** (> 10 % sur le profil) bien identifié par imagerie chimique sur deux zones de l'échantillon 9 (figures 107-108-109). L'élément P (0,2 %) est également associé avec Ca. L'élément Ca correspond à du CaCO₃ (calcite) qui a sédimenté sous forme de microcouches ou de petits paquets plus ou entrecroisés bien visibles sur scan à haute résolution. L'examen microscopique montre la présence d'une bouillie carbonatée très biréfringente constituée de micrograins de calcite dont la taille est de l'ordre de 1 à 5 µm (figure 110).

5.3. L'ensemble supérieur (H'-I-J-K-L) : mise en évidence de deux autres niveaux carbonatés (enregistrement de la fantômisation)

- **L'unité H'** correspond à une série de quatre bandes limono-argileuses incurvées qui marque un creusement de l'unité H. La chenalisation est due à un écoulement libre, avec un courant suffisamment fort pour éroder l'unité sous-jacente, sans avoir pour autant la compétence nécessaire à l'érosion totale des dépôts antérieurs. Il s'agit d'un écoulement libre concentré. L'unité H' marque un retour à une sédimentation piégée dans le chenal.

- **L'unité I** est une formation de sables lités marron (2.5YR 6/6) dans laquelle s'intercale une bande horizontale limoneuse rouge (10R 6/6) de 4 cm d'épaisseur. Bien que l'indice de dissymétrie révèle une distribution en faveur des fractions fines, l'histogramme des fréquences granulométriques révèle deux modes, un principal situé à 477 µm avec une déviation standard de 2,9 µm, un secondaire à 30 µm avec une déviation standard de 2 µm. Cette distribution traduit un dépôt hétérogène, mélangeant deux stocks sédimentaires. Sur le diagramme de Passega, cette hétérométrie se manifeste par l'isolement de l'échantillon. La médiane est faussée par le mélange des deux stocks. Néanmoins, en supposant que la médiane soit bien supérieure à 38 µm, il est probable que l'échantillon se situerait dans la zone des dépôts de type suspension-roulement, traduisant des conditions où les courants de fond sont plus rapides. Les sables fluviatiles, piégés dans le chenal, ont été probablement transportés par suspension-roulement, dans un contexte de forts courants. L'origine fluviatile de l'unité I est, par ailleurs, attestée par l'abondance des grains de quartz sub-anguleux luisants de 200 µm. Des quartz ovoïdes d'aspect mat présentant des marques de chocs associées à de cassures nettes (intensité du choc caractéristique d'un dépôt d'origine éolienne) ont été aussi reconnus. Enfin, des oxydes de fer > 200 µm, des baguettes de tourmaline et de disthène. Un cortège minéralogique type de socle est donc identifié. Les oxydes de fer, accumulés dans le chenal, témoignent d'un dépôt ayant subi une phase d'altération en surface, avant son transport et sa sédimentation dans le karst profond.

- **L'unité J est originale** : elle correspond d'abord à un dépôt de galets mous limono-argileux pris dans une matrice limono-sableuse marron (10YR 6/8). Malgré un faible coefficient de dissymétrie ($Sk = 0,09 \Phi$) et un mode à 12 µm avec une déviation standard de 1,8 µm, le diagramme de Passega montre que le sédiment se situe dans la zone proche des suspensions uniformes, en lien avec des dépôts de décantation d'eau turbide. Pourtant, les galets mous sont souvent interprétés comme des formations liées à des processus aboutissant à la reprise de matériel érodé de formations antérieures par ruissellement ou par éboulisations gravitaires. C. Ferrier (1994) et C. Ferrier et B. Kervazo (1999) ont décrit ce type de dépôt dans la grotte du Placard, située à Vilhonneur, à moins de 9 km à l'est de la grotte du Bois du Clos dans la vallée de la Tardoire.

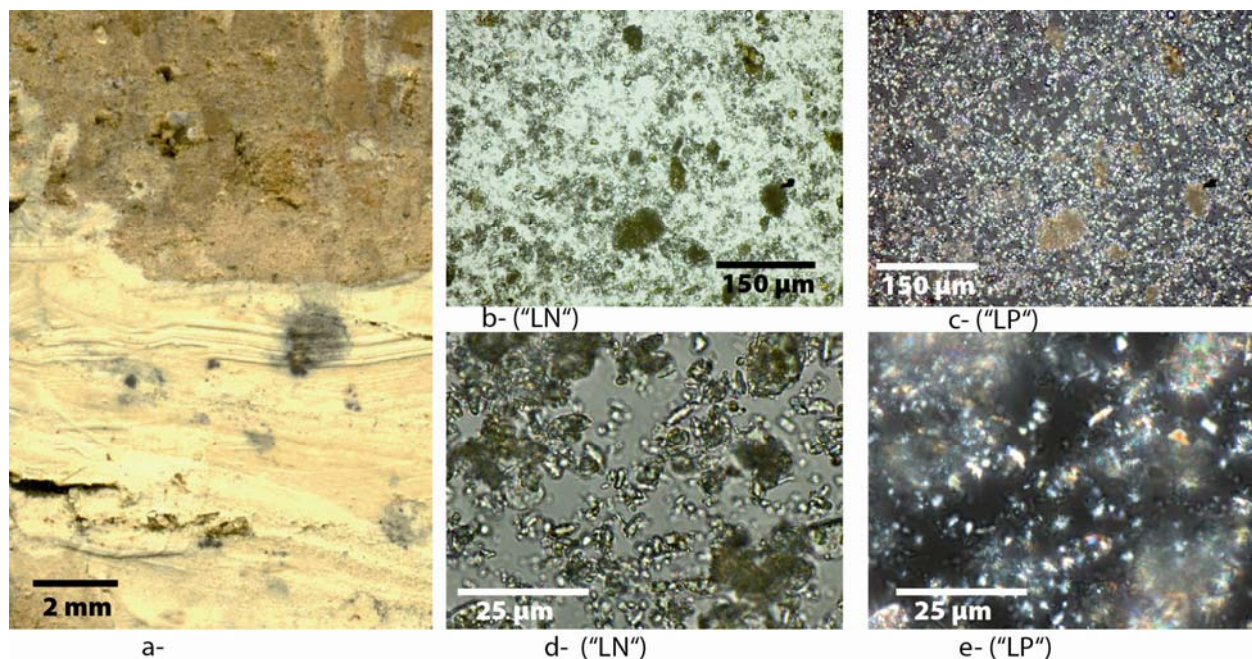


Figure 111 - EchA4 (unité J) - Autre exemple de fantôme désagrégé et déposé dans la série de la salle de la Boue. La photo a montre la partie blanche carbonatée. Elle est composée presque exclusivement de grains de calcite micritique à microsparitique provenant d'une remobilisation proche de roche fantômisée (b-c-d-e).

Dans notre cas, ce type de dépôt ne peut guère avoir une origine gravitaire dans la mesure où aucun dépôt perché n'a été observé dans les galeries adjacentes à la salle de la Boue. L'origine du dépôt est donc liée à des processus de ruissellement / colluvionnement. Ainsi, le diagramme de Passega ne fait que traduire le premier mode de mise en place des sédiments, hérités de formations antérieures. Mais il ne permet pas de rendre compte de la reprise du matériel par ruissellement. C'est aussi la remobilisation de formations antérieures qui expliquent la grande variété de minéraux observés. On y reconnaît des quartz sub-anguleux et parfois aciculaires très altérés, des biotites, des zircons, des disthènes, de rares brookites et des grenats.

La signature géochimique du dépôt est assez proche de celle des unités G et H, avec des taux moyens de Si à 45 % et de Fe à 25 %. Cependant la spécificité de l'unité J se marque par des pics de Ca vers 10-25 % qui annonce l'unité K. Un niveau carbonaté, de teinte claire, a été examiné au microscope (échantillon A4). Comme dans l'unité H, on observe une bouillie de calcite typique constituée par des micrograins dont la taille est de l'ordre de 1 à 5 µm (figure 111).

- **L'unité K et son niveau carbonaté** : il s'agit d'une formation limono-argileuse jaune-brun (2.5Y 7/8). L'indice Sk révèle une répartition des particules très nettement en faveur des plus fines, confirmée par le diagramme de Passega qui permet de localiser l'unité K dans les dépôts de type TC de décantation totale. L'analyse minéralogique par diffractométrie indique que l'intensité du pic d'illite augmente fortement par rapport à l'échantillon de l'unité G. Le pic de kaolinite augmente aussi. Cette évolution marque une amélioration des conditions climatiques.

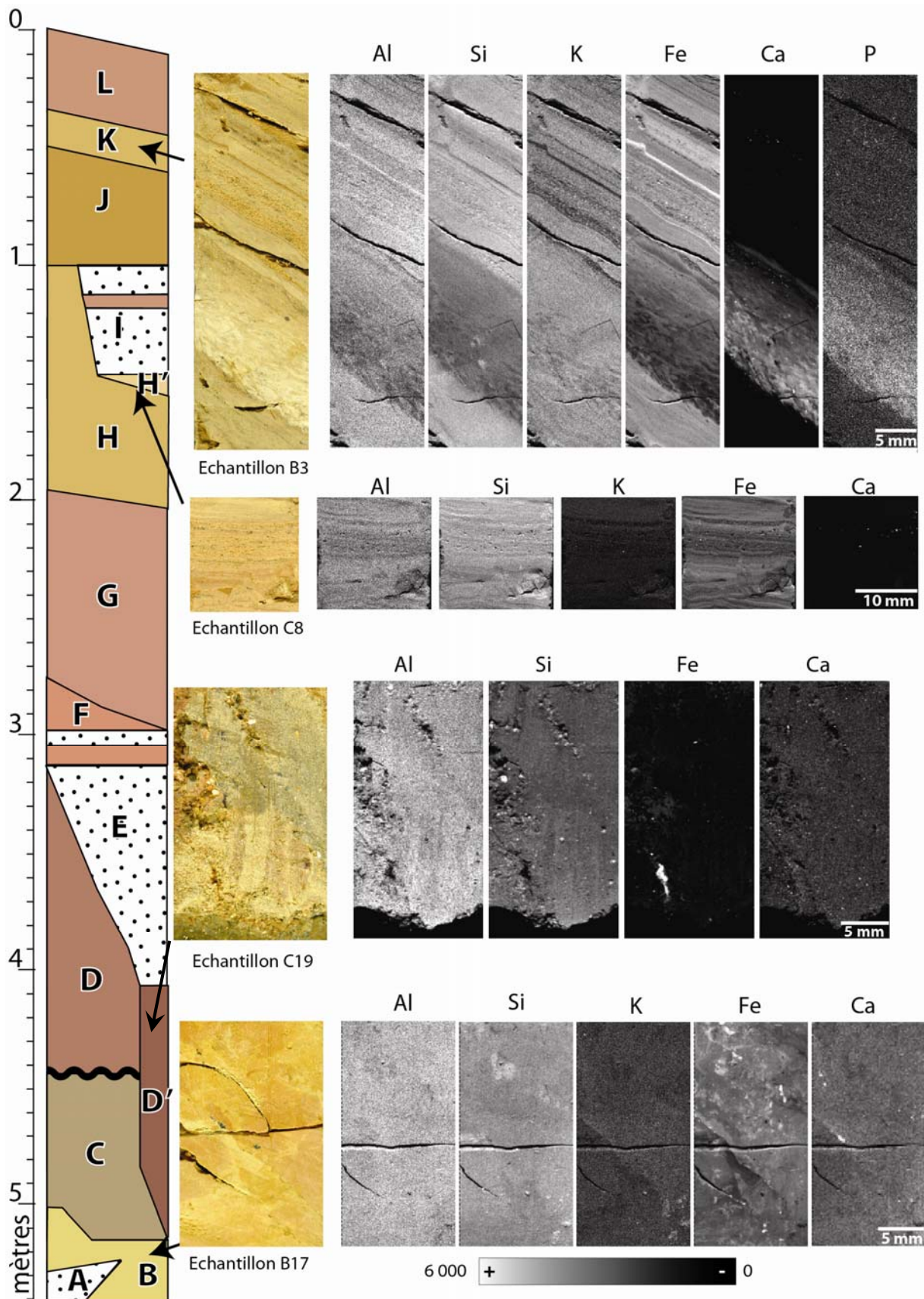


Figure 112 - Mise en évidence d'un niveau carbonaté remarquable lié à la fantômisation (Echantillon B3 dans zone K) dans la coupe de la salle de la Boue. Autres exemples d'imageries microchimiques dans les zones B, D', limite H/H'. La rythmicité apparaît clairement dans l'échantillon B3 (zone K) de la partie supérieure de la coupe. Le niveau Fe est en corrélation étroite avec Al. Si, Al et Fe sont assez bien corrélés dans tous les échantillons (argiles ferrugineuses). Ca est en corrélation avec P. (G. Devès, lab. CENBG, Gradignan).

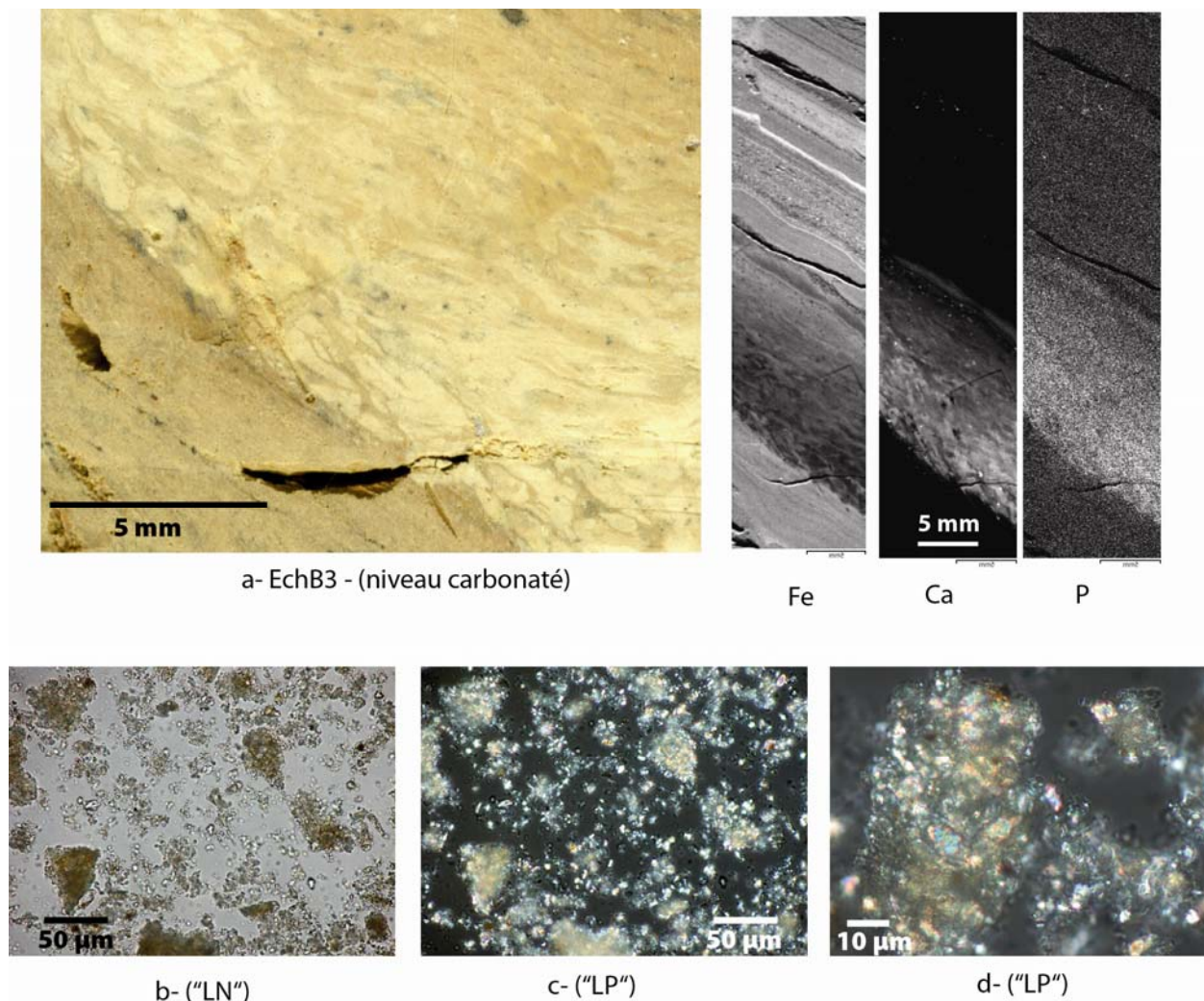


Figure 113 - EchB3 - autre exemple d'enregistrement de la sédimentation proximale de poussières de calcite très biréfringentes (c-d) résultant de la fantômisiation du calcaire kimméridgien (en provenance probable du lessivage des parois de la galerie des Dunes). L'imagerie chimique montre un niveau très riche en Ca (+P), avec quelques traces de fer visibles en brun sur les amas de particules micritiques à microsparitiques (d).

L'analyse géochimique révèle un pic majeur de Ca (43 %), traduisant un dépôt carbonaté, corrélé à un petit pic de Sr (1400 µg/g). Cette corrélation est très nette dans cette unité alors qu'elle n'apparaît pas dans les autres. L'imagerie chimique est remarquable car elle a permis pour la première fois de souligner une anomalie carbonatée dans la séquence de la salle de la Boue (figure 112). Un scan à haute résolution (figure 113) montre des petits paquets de poudre de calcite qui se sont détachés de la paroi, ont flotté, puis ont sédimenté pratiquement sur place dans le lac souterrain. L'examen microscopique confirme la présence d'une bouillie de calcite avec des micrograins (1-10 µm).

- L'unité L correspond à une formation sablo-limoneuse brun rougeâtre (2.5YR 6/6). La granulométrie globale montre un mélange de deux fractions sédimentaires. L'une se caractérise par la présence de grains de quartz, de granules calcaires et de nodules ferrugineux de 1 à 2 mm de diamètre. L'autre fraction < 630 µm a été analysée au granulomètre laser. Les résultats montrent un dépôt limono-sableux qui replacé sur le diagramme de Passega révèle une sédimentation par décantation totale. L'analyse minéralogique des sables a mis en évidence des éléments calcaires. Des grains de quartz mesurant 300 µm de diamètre et présentant un aspect rond mat ont été identifiés. On trouve

également des quartz gris présentant des traces de chocs. Des grains de hornblende, de muscovite et de calcite ont été reconnus ainsi que de nombreux oxydes de fer.

L'analyse géochimique confirme ces résultats, par des proportions élevées des éléments Fe et Ti. Mais les fortes variations de Al et Si confirment le mélange de deux fractions sédimentaires. Les éléments les plus fins ont été transportés par un ruissellement diffus et lent, remobilisant les formations antérieures. Le pic de Ca correspond notamment à des grains de calcaires altérés provenant de la voûte ou de la paroi.

6. ANALYSE ET DATATIONS DES STALAGMITES BdCL-19 ET BdCL-51

6.1. Description et pétrographie des stalagmites analysées

- **La Stalagmite BdCL19 (sommet)** : haute de 25 cm et d'un diamètre de 9,5 cm, la stalagmite BdCL-19 a été prélevée dans le réseau inférieur de la galerie de Pâques (figure 114), à moins d'une dizaine de mètres du soutirage de la salle de la Boue. Elle ne reposait pas directement sur la série sédimentaire, mais dans son prolongement, sur un amas de cailloutis et de clastes de desquamation, situés à l'arrière et juste au-dessus du remplissage.

La concrétion a été coupée en deux dans le sens de la longueur. Elle montre une structure rythmée remarquable organisée en cycles de lamines et une variation de l'axe de croissance. Quelques micro-gours ont été observés dans la masse.

Les observations pétrographiques montrent une fabrique cristalline colonnaire à lamines WPL et DCL, notamment à la base. L'alternance de couches sombres compactes fines luminescentes (DCL) et de couches claires poreuses (WPL) plus épaisses est bien visible en lame mince (figures 115-116). On observe également une fabrique colonnaire classique et une fabrique à lamines plus denses riches en matière organique.

- **La stalagmite BdCL-51 (milieu)** : elle a été prélevée entre les ensembles inférieur et moyen. En réalité, il s'agit d'une petite stalagmite haute de 6,5 cm présentant un large plateau (figure 117). En coupe transversale, elle montre une structure bien rythmée avec des traces d'altération orange au sommet et à la base. Le centre de la concrétion n'est pas altéré et la contamination détritique semble peu importante.

Les observations pétrographiques (figure 118) montrent une fabrique cristalline colonnaire avec des zones laminées denses luminescentes sans fabrique poreuse. Les lamines visibles et les infralamines peuvent atteindre 10 à 20 μm d'épaisseur. A fort grossissement, on observe des inclusions fluides de 15-20 μm et des particules détritiques très fines (2-5 μm).

6.2. Les datations U/Th et ^{14}C sur la stalagmite BdCL-19

Plusieurs séries d'analyses radiométriques ont été effectuées sur les deux stalagmites prélevées et plusieurs analyses ont été des échecs. Par conséquent, en raison des problèmes rencontrés en termes de contamination détritique, les deux méthodes du radiocarbone (^{14}C) et l'uranium-thorium (U/Th) sur calcite ont été utilisées et croisées, notamment pour la stalagmite BdCL19.

Rappelons que la méthode radiocarbone est moins utilisée pour les stalagmites en raison de la période couverte (40-45 ka), mais aussi parce qu'elle nécessite une correction du carbone mort. Ce dernier représente la proportion de carbone issue de la dissolution de la roche encaissante et de l'activité bio-pédologique de surface. En outre, la date calculée pour la couche sommitale orangée de 5-8 mm de la stalagmite BdCL-19 donne un âge supérieur 43,5 ka, avec un rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ très faible (contamination détritique ?).

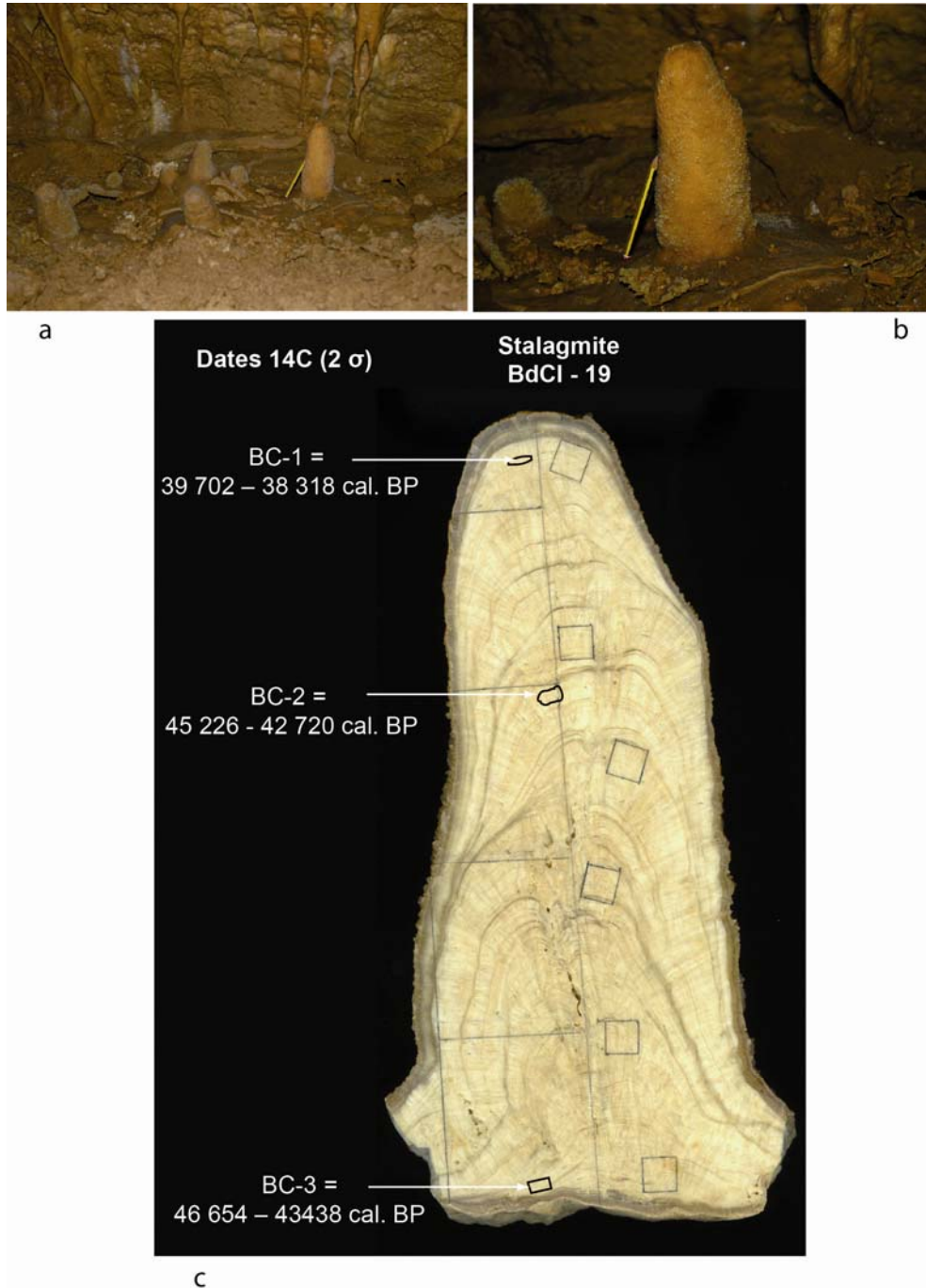


Figure 114 - Situation de la stalagmite BDCL-19 dans le réseau (a-b). Section polie de la stalagmite BDCL-19 et localisation des analyses ^{14}C . Les datations ont été réalisées par l'intermédiaire de D. Genty pour BC-1 (Artemis-CEA-Saclay) et par le laboratoire Beta Analytic (Miami) pour BC-2 et BC-3.

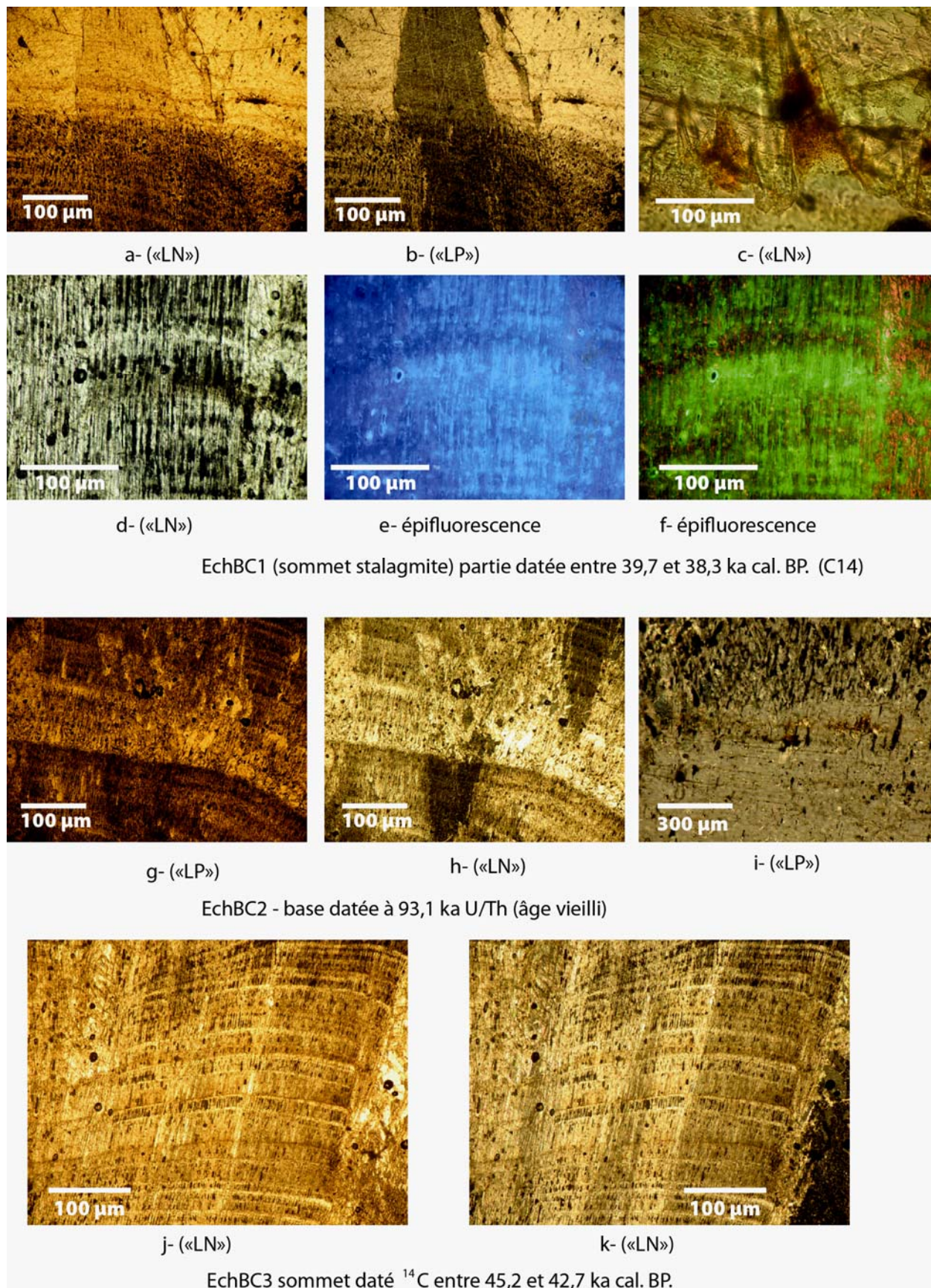
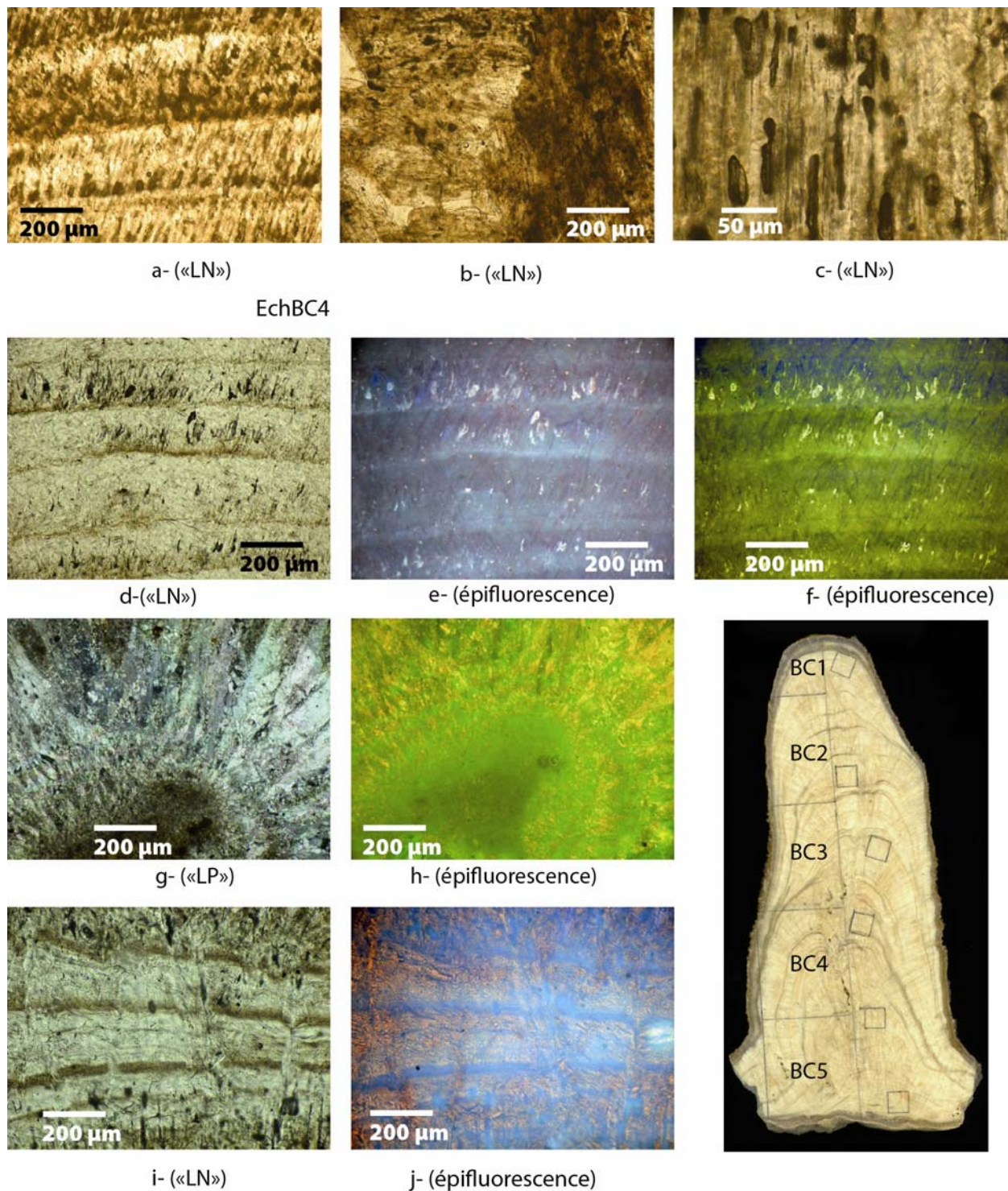


Figure 115 - Pétrographie de la stalagmite BDCL-19 datée du stade isotopique 3 (46,6 - 43,4 ka). Fabrication cristalline à lamines poreuses (type WPL) observées dans BC1, BC2 et BC3. La matière organique est bien visible en épifluorescence dans les lamines poreuses (e-f). La photo « c » montre l'état de surface de la concrétion (golfe de corrosion avec argile ferrugineuse).



EchBC5 - base de la stalagmite datée ^{14}C entre 46,7 et 43,4 ka cal. BP.

Figure 116 - Pétrographie de la stalagmite BDCL19 dans sa partie inférieure (datée du stade isotopique 3). BC1, BC2, BC3, BC4, BC5 représentent les lames minces effectuées. On observe une fabrique cristalline à lamines poreuses (type WPL) pour BC4. La base de la concrétion (BC5) est formée par des lamines plus denses riches en matière organique (e-f-h-j).

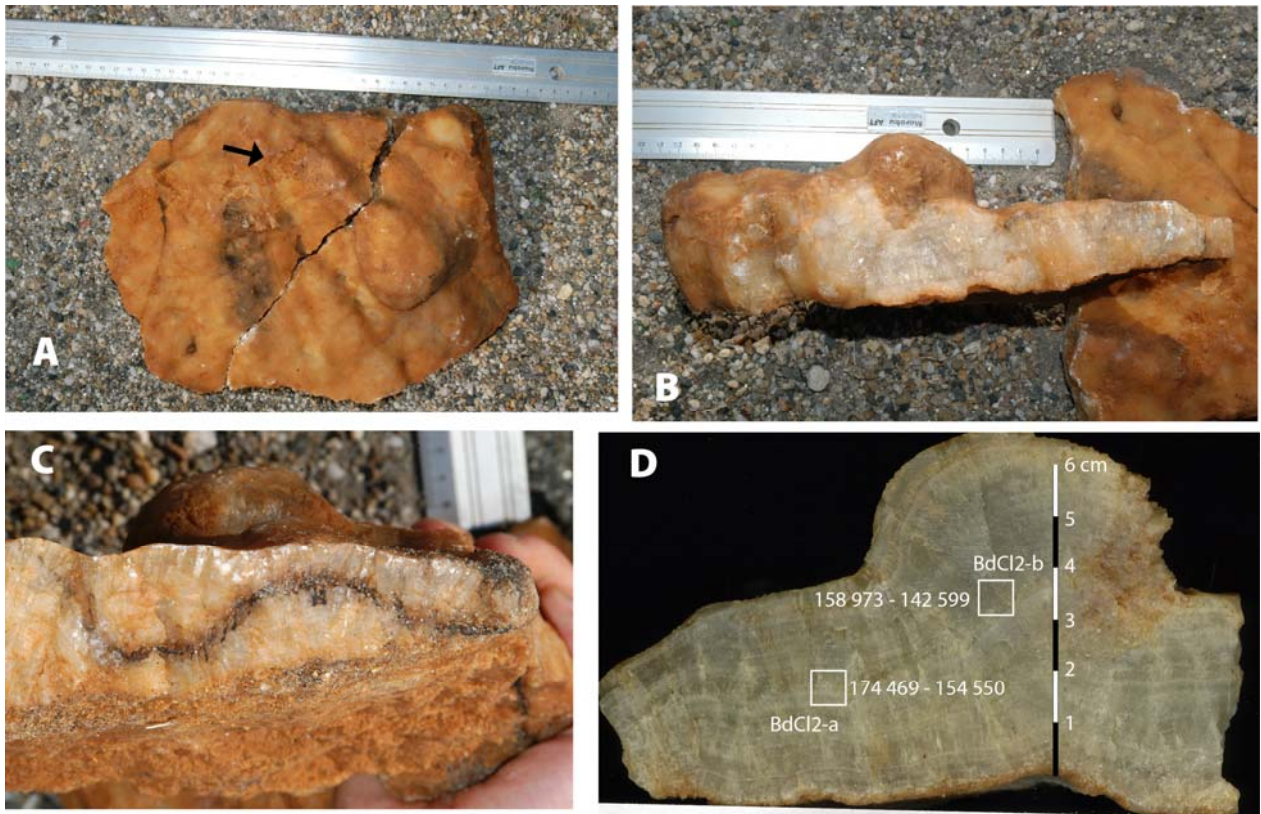


Figure 117 - Stalagmite BdCl-51. A. Vue plongeante du plancher. La flèche indique les traces de corrosion à la surface de la concrétion. B. Vue en coupe. C. Filon ferro-manganique à l'intérieur de la concrétion lié probablement à une ouverture du système et à des phénomènes de recristallisation. D. Surface polie de la stalagmite et position des deux prélèvements pour les datations U/Th (B. Ghaleb, lab. Geotop, UQUAM, Montréal-Canada).

L'autre concrétion, BdCl-51, correspond à un plancher associé à une petite stalagmite. Située à l'intérieur du remplissage, elle ne mesure que 6,5 cm d'épaisseur. Elle a également été prélevée afin de caler chronologiquement les ensembles moyen et supérieur.

La méthode U/Th atteint aussi ses limites à cause du thorium détritique (^{232}Th) qui vieillit artificiellement l'âge de la stalagmite. Les phénomènes de recristallisation, les porosités, les phases d'altération chimique qui peuvent affecter les concrétions perturbent aussi fortement l'enregistrement du signal isotopique de l'uranium en ouvrant le système géochimique. Les phénomènes de corrosion se caractérisent, à l'analyse isotopique, par un faible rapport $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ en raison du départ préférentiel du ^{234}U par dissolution, provoquant un rajeunissement de la concrétion. Toutefois, la stalagmite étudiée n'est pas corrodée, seule la contamination détritique est incriminée. Les résultats des analyses radiométriques U/Th sont présentés dans le tableau 17.

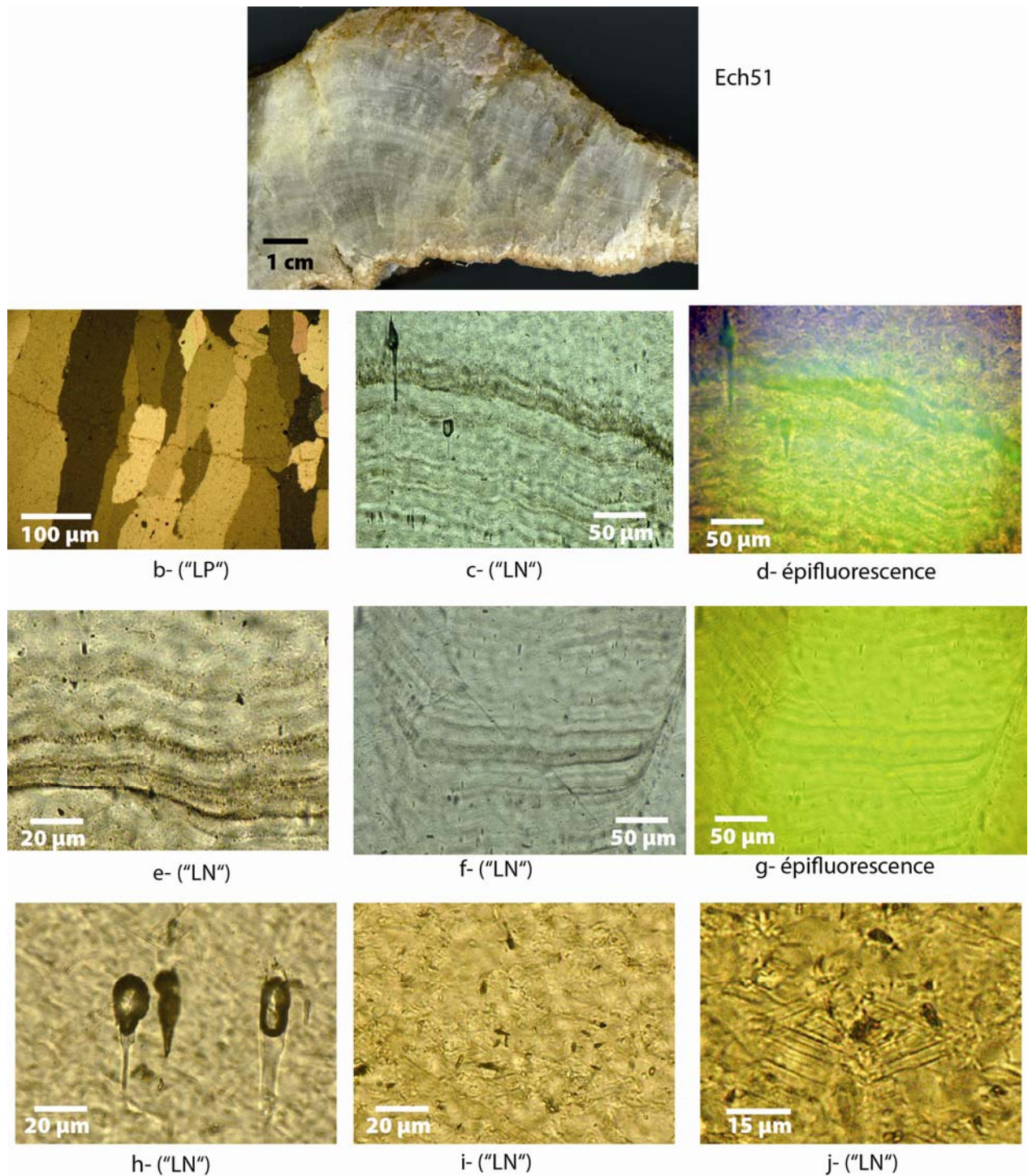


Figure 118 - Pétrographie du plancher interstatifié (Ech51) daté du stade isotopique 6. On observe une calcite à fabrique colonnaire (b), avec localement des lamines visibles (c-d) en « lumière naturelle » ainsi que des microlamines de 10 µm d'épaisseur (e-f). Les inclusions fluides sont présentes (g-h) de même qu'une très fine contamination détritique de fond avec des particules micrométriques (i-j).

Echantillon	^{238}U (ppb)	^{232}Th (ppb)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	Âge calculé non corrigé (erreur 2σ)	Rapport d'activité détritique	Âge calculé corrigé (erreur 2σ)
BdCl-01	28.763 (± 0.157)	11.088 (± 0.087)	1.0752 (± 0.0096)	0.5748 (± 0.0210)	4.899 (± 0.180)	91 774 (+5 486/- 5 203)	3,2	41 072 (+3.356/-3.253)
BdCl-02	29.672 (± 0.158)	13.928 (± 0.111)	1.0765 (± 0.0107)	0.5804 (± 0.0292)	4.068 (± 0.204)	93 150 (+7 775/- 7 228)	2,6	43 265 (+4.790/-4.586)
BdCl-03	28.787 (± 0.122)	15.146 (± 0.111)	1.0817 (± 0.0067)	0.5906 (± 0.0245)	3.710 (± 0.156)	95 652 (+6 593/- 6 204)	2,5	41 115 (+3.919/-3.783)
BdCl-04	31.336 (± 0.131)	15.679 (± 0.121)	1.0686 (± 0.0076)	0.5845 (± 0.0332)	3.815 (± 0.217)	94 308 (+8 907/- 8 215)	2,5	42 244 (+5.399/-5.144)
BdCl-05	28.927 (± 0.176)	12.333 (± 0.079)	1.0831 (± 0.0091)	0.5965 (± 0.0087)	4.632 (± 0.068)	97 150 (+2 433/- 2 368)	3	44 726 (+1.431/-1.410)
BdCl-06	28.389 (± 0.154)	22.908 (± 0.133)	1.0756 (± 0.0062)	0.5990 (± 0.0097)	2.440 (± 0.042)	97 929 (+2 696/- 2.622)	1,5	48 582 (+1.663/-1.636)

Tableau 17 - Résultats isotopiques et âges de l'échantillon BdCl-19 par la méthode U/Th (B. Ghaleb, lab. GEOTOP-UQAM, Montréal). Les très faibles rapports $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ indiquent une forte proportion de thorium détritique. Une correction du thorium 230 initial utilisant un rapport d'activité détritique ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) de 0,66 a été calculée (G. Dandurand-D. Genty).

Les résultats obtenus montrent que la stalagmite s'est formée pendant ~ 6 ka. Les âges donnés, non corrigés, sont compris entre 91,7 ka (+ 5,5 / - 5,2) et 97,9 ka (+ 2,7 / - 2,6), avec une précision $\pm 0,5\%$ (2σ). Malgré des rapports $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ cohérents avec ceux obtenus dans d'autres échantillons français et étrangers (Audra, 1994 ; Rihs *et al.*, 1999), les très faibles rapports $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ indiquent une forte concentration en ^{232}Th , en raison d'éléments détritiques venus s'intercaler entre les lamines de calcite, associés aux faibles teneurs en ^{238}U (28 ppb), expliquent que les dates fournies n'ont pas pu être considérées comme valables en l'état. La correction du rapport d'activité du $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ de la fraction détritique a révélé un vieillissement artificiel des âges obtenus. Il a donc fallu reconsidérer l'âge de la stalagmite (figure 119).

En appliquant une correction du ^{230}Th initial avec un rapport d'activité détritique initial ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) compris entre 1 et 3 (Kaufman et Broecker, 1965 ; Shen, 1985 ; Kaufman, 1993 ; Richards et Dorale, 2003), sachant que ce rapport n'est pas constant, on arrive à des âges calculés bien plus jeunes (tableau 18) qui sont compatibles avec les âges radiocarbone.

Echantillon	Numéro de laboratoire	Âge conventionnel	Intervalle de confiance
BC-1	SacA15165 (Artemis, CEA-Saclay)	34 009 \pm 428 BP	39 702 - 38 318 cal. BP
BC-2	beta-286108 (lab. Beta Analytic)	42 510 \pm 680 BP	45 226 - 42 720 cal. BP
BC-3	beta-286108 (lab. Beta Analytic)	43 500 \pm 680 BP	46 654 - 43438 cal. BP

Tableau 18 - Résultats ^{14}C sur la stalagmite BdCl-19. Le niveau sommital orangé a donné un âge de plus 43,5 ka et n'a pas été retenu. (analyses Artemis, CEA-Saclay et Beta-Analytic/Miami).

C'est dans cette optique que la méthode du radiocarbone (^{14}C) a été appliquée, d'abord sur un échantillon situé juste sous le niveau sommital orangé de la stalagmite BdCl-19 par l'intermédiaire de D. Genty (LSCE et Artemis, CEA-Saclay). Après correction de la proportion de carbone mort établie à

20 %, la calibration à l'aide de la courbe de calibration IntCal09 (Reimer *et al.*, 2009) et du logiciel OxCal :

Cf. <https://c14.arch.ox.ac.uk/login/login.php?Location=/oxcal/OxCal.html>

On obtient un âge de 39 702 - 38 318 cal. BP avec une fourchette d'erreur à 2σ ; SacA 15165 = 34 009 \pm 428 BP. Confortés par ce résultat, deux autres datations radiocarbone ont donné 45 226 - 42 720 cal. BP (erreur à 2σ ; beta-286108 = 42 510 \pm 680 BP) au milieu de la concrétion, et 46 654 - 43 438 cal. BP (erreur à 2σ ; beta-286109 = 43 500 \pm 680 BP) à sa base.

Ces résultats ^{14}C confirment une croissance sur ~ 6 ka comme pour la méthode U/Th. En revanche, les âges obtenus sont beaucoup plus récents que ceux obtenus par la méthode U/Th et confirment un vieillissement artificiel de la concrétion par un apport de ^{232}Th détritique. Les âges ^{14}C , bien qu'ils soient en limite de méthode, sont contemporains du stade isotopique marin 3 (SIM 3). La stalagmite BdCl-19 a donc très probablement crû pendant cette période de réchauffement, entre 45 000 et 38 000 ans cal. BP, première partie de la deuxième moitié de l'interpléniglaciaire weischselien, incluant notamment les événements Dansgaard/Oeschger (D/O) 12 à 9.

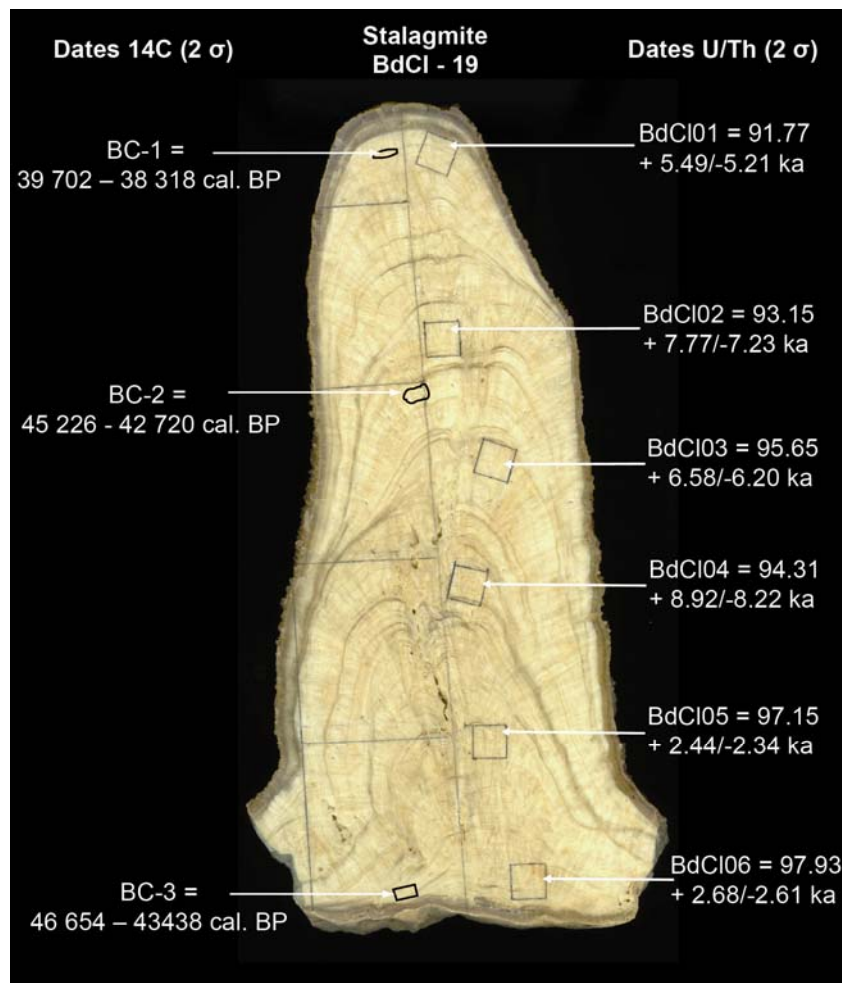


Figure 119 - Comparaison des datations ^{14}C et U/Th sur la stalagmite BdCl-19 qui scelle le remplissage. La forte proportion de thorium détritique a artificiellement vieilli la concrétion. Les âges ^{14}C montrent qu'elle s'est formée en réalité au cours du stade isotopique 3.

6.3. Les datations U/Th sur la stalagmite BdCl-51

Les datations réalisées par B. Ghaleb (lab. Géotop, Québec) sur la stalagmite BdCl-51 située dans la séquence, entre les ensembles inférieur et moyen, ont donné des âges non corrigés correspondant au stade isotopique 6. Les deux échantillons montrent des teneurs en thorium détritique moins élevées (^{232}Th) avec des rapports $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ de 36 à 57. Ainsi une correction du ^{230}Th initial a été effectuée en utilisant un rapport d'activité détritique initial ($^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$) de 1, c'est-à-dire en partant de l'hypothèse que les mêmes quantités de ^{230}Th et de ^{232}Th avaient pénétré dans l'échantillon (Kaufman et Broecker, 1965 ; Shen, 1985 ; Kaufman, 1993 ; Richards et Dorale, 2003).

Les âges corrigés n'affectent pas réellement l'âge calculé (tableau 19). Cette correction donne des âges de 0,90 - 1,47 % plus jeunes par rapports aux valeurs non corrigées, compris entre 167 ka cal. BP et 155 ka cal. BP.

Echantillon	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	Age calculé non corrigé (erreur 2 σ)	Age calculé corrigé (erreur 2 σ)
BdCl-51a	0.0185 (\pm 0.0705)	0.00081 (\pm 0.000005)	1.0404 (\pm 0.0186)	0.7940 (\pm 0.0180)	57.328 (\pm 0.180)	168 476 ans BP (+ 11 078 / - 9 828)	166 987 ans BP (+10 885 / - 9 676)
BdCl-51b	0.0187 (\pm 0.0665)	0.00126 (\pm 0.000005)	1.0410 (\pm 0.0160)	0.7708 (\pm 0.0172)	36.427 (\pm 0.620)	157 451 ans BP [+ 9 252/ - 8 377]	155 142 ans BP (+9 013 / - 8 180)

Tableau 19 - Résultats isotopiques et âges de l'échantillon BdCl-51 par la méthode U/Th.

Conclusion

Comme dans le chapitre 6 consacré à la séquence de la salle des Oueds (grotte de la Fuie), la grande séquence de la salle de la Boue dans la grotte du Bois du Clos souligne le rôle primordial du battement de la nappe. Contrairement à la grotte de la Fuie, un calage radiométrique a pu être effectué. Compte tenu de la grande épaisseur du remplissage de la salle de la Boue, il n'est pas exclu de découvrir d'autres spéléothèmes à l'intérieur du dépôt qui permettrait de remonter dans le Pléistocène moyen. Une comparaison avec les stalagmites présumées les plus anciennes de la cavité serait utile dans le futur. Une étude sur la signification hydrosédimentaire des deux séquences Fuie et Bois du Clos est proposé dans le chapitre 8 ainsi qu'une chronologie comparée avec d'autres séquences archéologiques et spéléologiques régionales.

L'analyse géochimique par fluorescence X (μ -XRF) a révélé son caractère indispensable pour mieux appréhender l'évolution du contexte géologique et environnemental. De manière inattendue, les niveaux carbonatés révélés à la fois par les pics de Ca sur profils géochimiques et les niveaux de Ca sur imageries chimiques ont permis d'attirer l'attention sur des anomalies remarquables au sein d'un remplissage détritique souterrain. Ces anomalies n'ont pas ici une incidence directe sur l'étude paléoclimatique. Par contre, en interprétant ces imageries par un examen microscopique, on prouve qu'elles ont enregistré de manière indirecte le processus d'évacuation de la roche fantômisée par battement de la nappe. Il s'agit donc d'une découverte importante dans l'étude du processus de spéléogenèse par fantômisiation en contexte de nappe karstique. C'est aussi une preuve que la géochimie par fluorescence X doit être développée en croisant les données semi-quantitatives (Core scanner) et les données quantitatives et par imagerie « haute résolution » (μ -XRF).

Chapitre 8

Synthèse et discussion

Spéléogénèse par fantômisiation

Etude chronostratigraphique comparée des séquences spéléologiques et archéologiques de Charente

Introduction

Dans ce chapitre de synthèse, nous nous focalisons sur le rôle de l'effet de site hérité dans la genèse d'un aquifère poreux encore mal karstifié et sur le rôle associé du processus d'altération isovolume (fantômisiation) responsable de la pré-karstification et de la genèse des cavités. Puis nous nous attachons à l'interprétation hydrosédimentaire et chronologique des séquences des grottes de la Fuie et du Bois du Clos.

Ces remplissages ont profité dans les deux cas d'un effet de site remarquable ; en outre ils se sont formés dans des grottes labyrinthiques dont l'origine provient de l'évacuation du système altéré en trois dimensions dont on retrouve précisément des témoins dans les dépôts (*cf.* chap. 7). Une chronologie comparée est présentée entre ces deux grottes, mais également avec les sites archéologiques et spéléologiques régionaux.

1. ROLE DE L'EFFET DE SITE HERITE : UN AQUIFERE POREUX SEMI-KARSTIFIE

La notion d'effet de site, reprise à propos du processus de fantômisation, doit être clarifiée. L'effet de site existe aussi dans la distribution préférentielle et l'intensité de nombreux phénomènes naturels, à différentes échelles spatiales et temporelles.

1.1. La notion d'effet de site

La notion d'effet de site n'est pas nouvelle. Initialement employée par les sismologues et les tectoniciens, elle désigne les modifications des secousses sismiques induites par les caractéristiques géologiques d'un site (composition physico-chimique, géométrie, porosité de la roche, etc.). Les paramètres locaux ou propriétés géologiques et géophysiques propres à un site font qu'une secousse n'aura pas les mêmes effets, le même impact d'une région à une autre. L'effet pourra être atténué ou absorbé en fonction de la plasticité de la roche, comme il pourra inversement être amplifié du fait de sa haute résistivité. L'effet de site n'implique donc pas uniquement un raisonnement par la négative ; on le jugera autant favorable que défavorable à l'apparition de tel ou tel phénomène.

En karstologie, la localisation des aquifères karstiques, des grottes, leur physionomie générale et leurs caractéristiques morphologiques et sédimentaires sont sous le contrôle de divers paramètres locaux et régionaux et de l'histoire géologique (héritages). Il existe donc des effets de site favorables ou défavorables à différentes échelles spatiales et temporelles du point de vue de l'enregistrement paléoenvironnemental, paléoclimatique, mais aussi du point de vue de la réponse hydrodynamique d'un aquifère plus ou moins karstifié.

En géomorphologie, et plus particulièrement en karstologie, cette notion a pris toute son importance. Elle est utilisée dans l'évaluation des risques naturels (effondrement brusque, risque de pollution, glissement de terrain, coulées de boue, raz-de-marée induits par séisme) ou encore dans l'étude de la répartition spatiale de certains phénomènes naturels. Ainsi la distribution des grottes et leurs caractéristiques est sous le contrôle de divers paramètres locaux et régionaux.

1.2. Un effet de site régional hérité du Crétacé inférieur

Dans le cas du karst de la Rochefoucauld, l'effet de site au niveau régional est celui d'un vaste bassin-versant carbonaté et karstifié de bas plateau alimenté par un amont imperméable (Massif Central) et par des infiltrations diffuses. Au niveau local, la situation et les caractéristiques de l'émergence vauclusienne complexe de la Touvre sont en relation avec un effet de site spécifique : important aquifère noyé dans du Jurassique barré à l'aval par un écran imperméable marneux faillé de 500 m de dénivellation présentant un léger processus d'artésianisme selon J. Choppy (1995).

Chronologie	Eustatisme	Tectonique	Erosion et sédimentation	Altération et karstification	Types de cavités	Morphologies et dépôts
Jurassique moyen et supérieur 180-135 Ma	Transgression marine majeure	-	Mise en place de la plate-forme carbonatée et d'un haut fond	-	-	-
Crétacé inférieur 135-96 Ma	Régression marine générale, 1 ^{ère} période continentale	Distension due au rifting	Est-charentais totalement émergé. Mise en place de la 1 ^{ère} surface d'érosion (S1)	Altération biochimique lente et profonde + cavités précoces	Cavités karstiques préfigurées (fantômes de roche)	Racines d'altération <i>in situ</i> , couloirs et joints de strates fantômisés (Peu Sec)
					Cavités incipientes (vidange précoce de la roche altérée)	Brèches de collapsés + argile massive morphologies pariétales émoussées
Crétacé supérieur 96-65 Ma	Transgression marine avec tranche d'eau plus faible que la précédente	Poursuite distension (de faible intensité)	Dépôts terrigènes en provenance du Massif central + dépôts marins	Remplissages argileux dans les karsts crétacés inf. + racines d'altération	Cavités fossilisées (paléokarst)	Remplissages de sables marins glauconieux + argiles noires du Cénomanién (Paléokarst de Peu Sec)
Tertiaire 65-2,58 Ma	2 nd e période continentale	Contrecoups de l'orogénèse pyrénéenne => Compression, raccourcissement	Épandages détritiques + Exhumation de la surface sub-structurale jurassique (S2)	Fossilisation du karst	Cavités fossilisées (paléokarst)	Remplissages tertiaires piégés dans des micro-poches pariétales
Quaternaire 2,58 Ma- Actuel	Variations du niveau de base en relation avec les fluctuations climatiques	Soulèvement du Massif central	Incision du réseau hydrographique + Recul de la couverture tertiaire	Réactivation du karst : pertes Formation de l'aquifère de la Touvre	Cavités labyrinthiques à niveaux étagés + paléopertes et pertes actives (Bandiat et Tardoire)	Karst de la Braconne et de Bois Blanc (regard sur l'aquifère) associé au système de la Touvre
				Battement de la nappe karstique	Cavités fonctionnelles + pertes récentes	Bordure nord-orientale du bassin de la Touvre, Cavité jeune (La Fuie) sous couverture tertiaire en cours d'érosion

Tableau 20 - Synthèse de l'évolution géodynamique et paléogéographique de la plate-forme carbonatée nord-aquitaine en relation avec la spéléogénèse et les types de cavités.

Dans cet exemple, l'effet de site régional est lié à un héritage paléogéographique remontant à la période du Crétacé inférieur (tableau 20). En effet, le caractère de l'aquifère du bassin de la Touvre résulte de conditions environnementales stables qui ont perduré pendant 45 millions d'années lorsque la plate-forme calcaire jurassique s'est trouvée en position émergée à très faible altitude entre 141 et 96 Ma. Baignant dans une nappe phréatique, l'activité pédologique en conditions biotiques s'est amplifiée en pénétrant profondément dans la masse calcaire sous forme de racines d'altération à un rythme très lent (quelques $\mu\text{m}/\text{an}$?). Il s'agit d'une vitesse inférieure à la pédogenèse superficielle en climat tropical humide, sachant qu'une épaisse couverture pédologique joue le rôle de compresse humide en dissolvant la roche par le processus de cryptocorrosion (cryptokarst).

L'observation pétrographique du contact entre calcaire sain et calcaire fantômisé montre un front d'altération caractérisé par une masse grisâtre engendrant localement des tâches d'oxydes ferriques et des sphérules rouge-orange (sidérite probable). L'hypothèse d'une activité bactérienne est actuellement la plus probable. Serait concernée une famille microbienne importante : les bactéries lithotrophes anaérobies qui tirent leur énergie des carbonates. Les examens pétrographiques à fort grossissement ont montré la présence fréquente de sidéro- ou ferro-bactéries sous formes d'amas, de filaments et concrétionnements ferrugineux accompagnés de micropisolithes (figures 120-121).

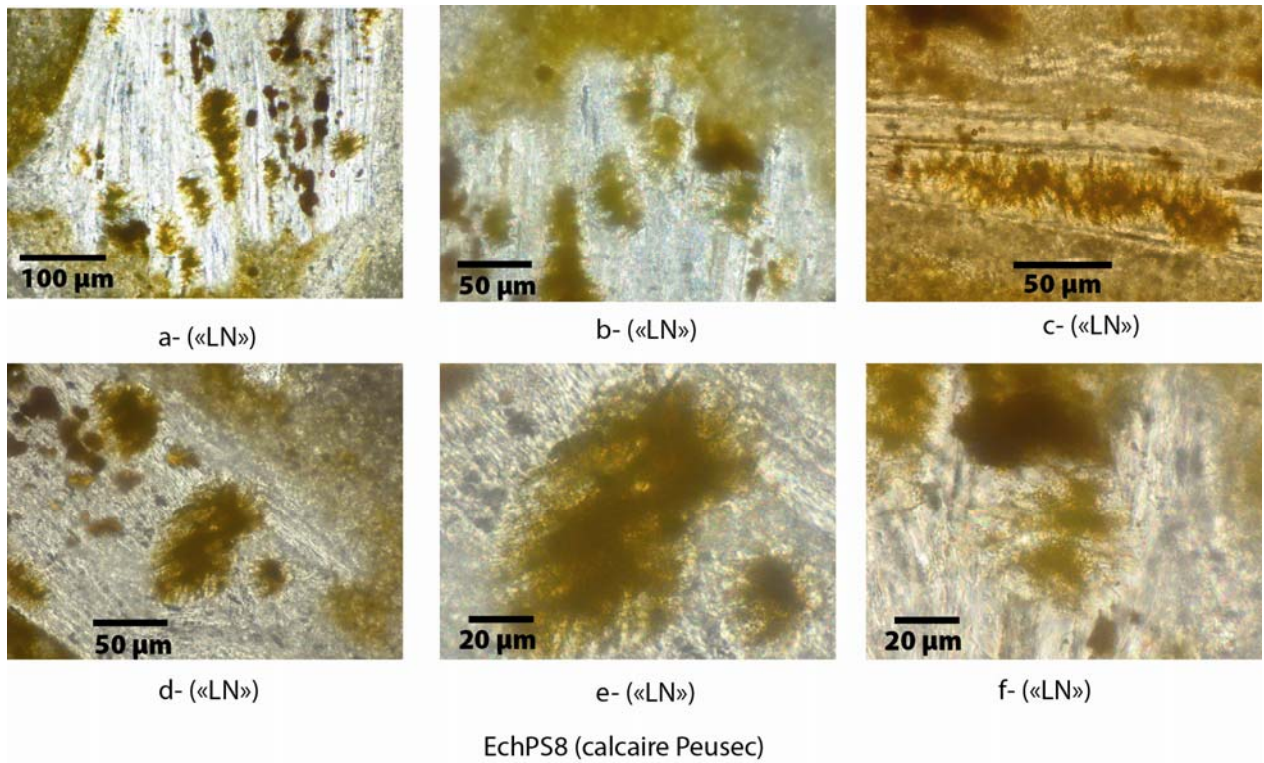


Figure 120 - Exemples d'amas ferro-bactériens probables dans le calcaire kimméridgien altéré de la carrière de Peusec. Les filaments de type coques apparaissent à fort grossissement e-f).

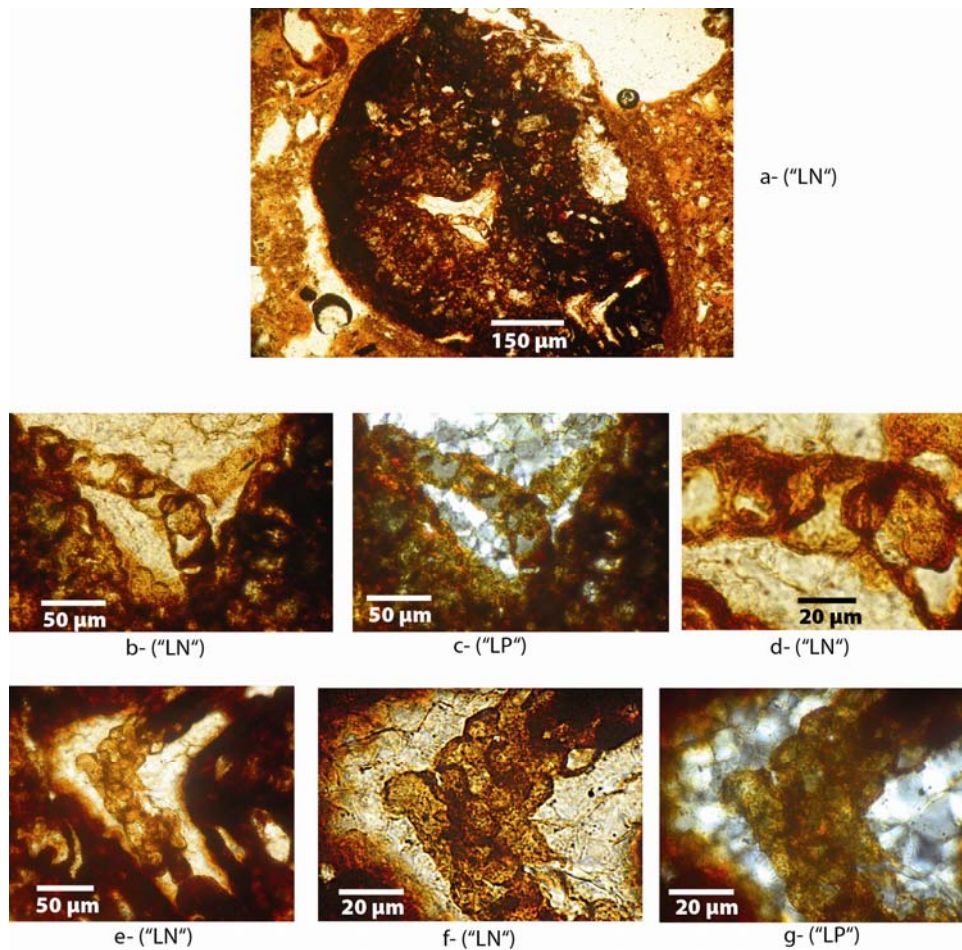
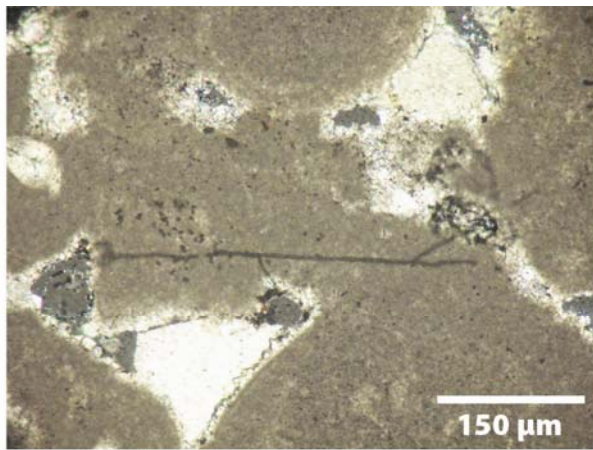
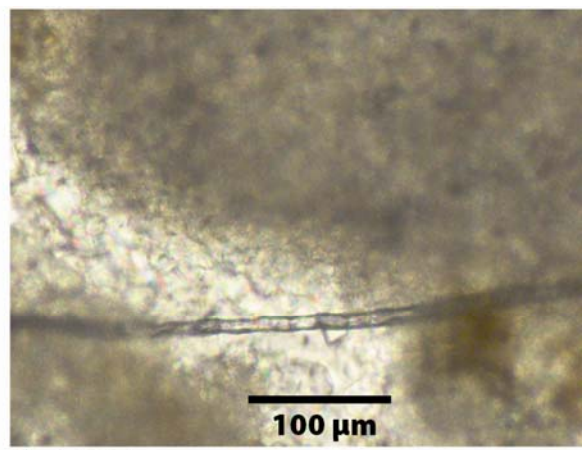


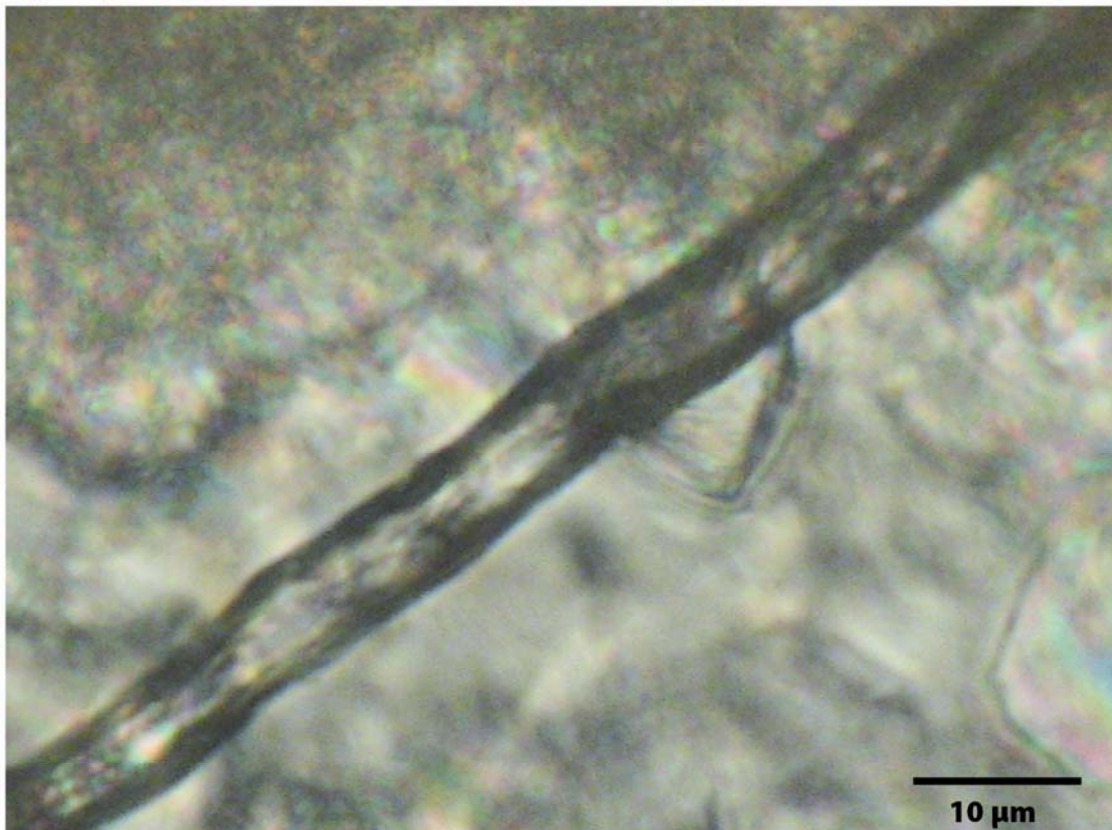
Figure 121 - Minéralisations sidéro-bactériennes observées en lame mince dans un élément de cuirasse de fer (a) présent dans l'échantillon CALF2-C de la coupe détritique des Oueds (réseau de la Fuié). Les photos a-b-c montrent une morphologie de type coques. Les photos e-f-g montrent la genèse de micro-pisolithes de fer localisés à l'extrémité d'un serpentin rouge sombre (e).



a- («LP»)



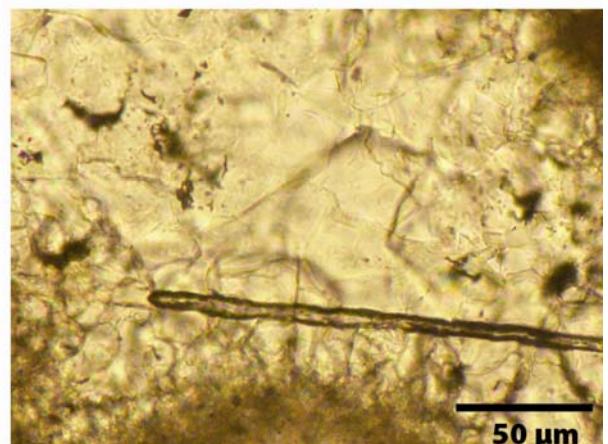
b- («LN»)



c- («LP»)



d- («LN»)



e- («LN»)

Figure 122 - Ech. 200.2. Filament bactérien observé dans un bloc calcaire oxfordien micro-sparitique prélevé dans la doline de l'Ermitage à une centaine de mètres au sud de la grotte du Bois du Clos.

D'autres types de filaments ont été observés au sein de la micrite. Il semblerait que les phénomènes d'oxydo-réduction bien connus en pédologie et altérologie (anneaux de Liesegang), participent aussi au processus d'altération de type « fantôme de roche » comme nous l'avons observé dans le site d'Artenac (*cf.* chap. 1) ou encore sur le site du Bois du Clos (figure 122).

C'est donc ce type d'altération, visible dans la carrière de Peusec, non loin de la Touvre, qui a conditionné la karstification ultérieure lorsque la plate-forme s'est trouvée dans une position topographique favorable : surrection plio-quadernaire, encaissement des vallées, érosion du manteau détritique tertiaire, pertes de vallées, infiltration diffuse, vidanges partielles des zones fantômées en créant des systèmes labyrinthiques. Le battement de la nappe dans la zone épiphréatique (4 m à la Fuie) peut expliquer la formation d'un drain à partir d'un niveau altéré horizontal, par exemple sur joint de strate. Toutefois, la présence de drains à écoulement rapide à grande profondeur indique que l'aquifère n'est pas homogène à cause d'une vidange qui s'effectue à la fois depuis l'aval et depuis l'amont. Les vides noyés de la Touvre explorés en plongée sont dus à la concentration des débits au voisinage de la résurgence, apportant ainsi l'énergie nécessaire à l'évacuation mécanique de ces fantômes de roches situés en aval, mais aussi avec un processus remontant de type « érosion régressive ».

Ainsi, la distribution des grottes et le développement de l'aquifère de la Touvre à partir de la fantômisiation des calcaires jurassiques obéissent à une combinaison de facteurs remarquables permettant de démultiplier les effets de site favorables :

- encaissement des vallées et pertes en amont et sur le bassin-versant ;
- décapage de la couverture détritique plus ou moins imperméable ;
- résurgence de débordement sur faille et écran marneux (Touvre) ;
- enregistrements sédimentaires des battements de la nappe karstique ;
- préservation des signaux paléo-environnementaux et paléo-climatiques régionaux.

1.3. Genèse des cavités labyrinthiques de Charente

Pour expliquer les cavités labyrinthiques très particulières du karst charentais de la Rochefoucauld, les précédentes hypothèses de Ph. Audra *et al.* (2010) et J.-Y. Bigot (2010) étaient fondées respectivement soit sur une spéléogénèse hypogène avec remontée verticale d'eaux profondes, soit sur une spéléogénèse épigène par engorgement des pertes. Mais depuis 2010, deux découvertes importantes permettent de montrer que la genèse des cavités labyrinthiques du karst de la Rochefoucauld dépend directement des phénomènes de fantômisiation observés et prouvés dans la carrière de Peusec, puis de leur vidange par un processus hydraulique gravitaire (battement de nappe, perte). La formation d'une cavité récente comme celle de La Fuie constitue le modèle en temps réel d'une grotte charentaise engendrée par battement de nappe et creusement à partir de zones altérées horizontales (galeries elliptiques) et verticales (trémies de collapse). Les autres principaux types de cavités recensées sont :

- les cavités préfigurées (zones fantômées de type pseudo-endokarst) et les cavités précoces partiellement vidangées (brèches de collapse et argiles marron crétacées) ;

- les cavités paléokarstiques fossilisées par des sables marins du Cénomaniens ou des sédiments tertiaires ;
- les cavités labyrinthiques évoluées avec ou sans regard sur la nappe (Fosse Mobile, Trou Qui Fume, Bois du Clos).

Ces trois grands types de grottes mettent en évidence une triple originalité du karst de La Rochefoucauld :

- des drains plus ou moins profonds à circulation assez rapide (50-100 m/h) engendrés par les pertes des cours d'eau amont qui ont emprunté des zones préalablement altérées ;
- un système de drains annexes au sens d'A. Mangin (1975) illustré par les grottes labyrinthiques avec leur regard sur la nappe ; leur mise en place est liée aux battements de la nappe karstique qui a évacué la roche altérée (modèle de la Fuie) ;
- un réservoir poreux très capacitif en cours de creusement par érosion régressive des zones fantômées.

1.4. Un aquifère semi-karstifié complexe

La difficulté à comprendre la complexité de l'aquifère noyé du bassin de la Touvre est d'abord liée à son caractère quasi inaccessible. Les explorations spéléologiques ont montré qu'il existait une zone exondée, mais également un karst noyé formé par des vides importants, notamment au niveau de la Touvre. Cependant, l'étude hydrodynamique des courbes de tarissement (Rouiller, 1987) suggère que la karstification profonde, précisément dans cette zone noyée inaccessible, n'est pas aussi importante que pourrait laisser suggérer les cavités labyrinthiques explorées par les spéléologues. En effet, le coefficient de tarissement très faible ($\alpha = 0,00043$) et les très importantes réserves dynamiques (de l'ordre du milliard de m³) indiqueraient l'existence d'un aquifère poreux très développé, donc peu karstifié. Or les nouvelles découvertes sur la fantômisations de la plate-forme carbonatée au Crétacé inférieur viennent confirmer l'étude hydrodynamique de D. Rouiller. Elles confirment et éclairent les observations faites lors des sondages du BURGEAP. En effet, les chutes d'outils assez nombreuses dans des « vides » pouvant atteindre 10 m montrent en fait qu'il s'agit probablement de « vides » remplis en partie ou en totalité par des dépôts argilo-sableux (Rouiller, 1987, p. 7). Compte tenu des récentes découvertes, une telle description s'appliquerait à des zones fantômées très poreuses, saturées d'eau, voire à certaines parties en cours de vidange.

Par conséquent, l'aquifère noyé du bassin de la Touvre serait constitué par la coexistence de zones poreuses très importantes (zones altérées non vidées), de zones en cours de vidange et de drains à écoulement plus rapide se dirigeant vers la résurgence. On serait donc en présence d'un aquifère semi-karstifié dont la partie poreuse prékarstifiée par l'altération crétacée représente un réservoir permanent captif beaucoup plus important que le volume dynamique mobilisable et pouvant se chiffrer au minimum à plusieurs km³, voire plus, car le volume rocheux est estimé à plus de 100 km³.

1.5. Impact sur l'enregistrement sédimentaire et hydrodynamique

Au sein de ce système karstique original, chaque cavité du karst de La Rochefoucauld a donc permis d'enregistrer, en fonction des contraintes du site, des informations paléoenvironnementales. A l'échelle du réseau et sur un temps moins long, la spéléogénèse joue donc un rôle majeur : les signatures hydrosédimentaires varient considérablement d'un site à l'autre en fonction de l'âge de la cavité, de sa morphologie et de sa position dans le bassin versant (amont/aval).

A l'échelle de la galerie ou de la salle, la sédimentation est contrôlée par le volume de la galerie (largeur, longueur, hauteur sous plafond), sa géométrie (forme conique, rectiligne, elliptique, dépression, contraintes de pendants de voûte ou de banquettes latérales), son évolution (effondrement de la voûte, clastes de desquamation venant des parois, soutirage impliquant une déformation de la séquence sédimentaire, des micro-failles ou des chenaux) et la position du dépôt détritique ou carbonaté dans la cavité. Tous ces paramètres conditionnent l'enregistrement sédimentaire (Dandurand, 2008 ; Dandurand *et al.*, 2009).

2. LES DEPOTS DE SURFACE : RAPPEL DES CONNAISSANCES ET DONNEES NOUVELLES

Dans une perspective de caractérisation des sédiments détritiques endokarstiques, spéléologiques et archéologiques, il est primordial de les mettre aussi en relation avec les formations superficielles et alluviales. La comparaison entre dépôts de surface et dépôts souterrains permet de mettre en valeur la richesse de l'information enregistrée dans ce karst apparemment discret. Comme le notaient déjà J.-J. Delannoy et S. Caillault (1998), les résultats obtenus en terme de processus (fantômisiation) et d'enregistrement hydrosédimentaire soulignent la valeur exceptionnelle des remplissages endokarstiques comme enregistreurs des phénomènes géologiques et bioclimatiques.

L'étude comparée des formations superficielles (répartition spatiale, nature, origine, mode de mise en place) et des séquences détritiques hypogées est une étape fondamentale en vue de décrypter le rôle des effets de site endokarstiques. La nature du piège, du signal enregistré, des hiatus, des relations avec la spéléogénèse et le contexte climatique environnemental renvoient à la fonction mémoire de l'endokarst et aux notions de filtre et de piège endokarstiques (Perroux, 2005, Thomas, 2010).

2.1. Les formations superficielles : données et état des connaissances

Plusieurs recherches ont été menées sur les formations superficielles et alluviales du bassin de la Touvre. Les principales études sur les dépôts détritiques tertiaires ont été menées dans le sud de l'Angoumois par P. Daniou et N. Gourdon-Platel (1977), P. Daniou (1978, 1979, 1981) et N. Gourdon-Platel et P. Lambert (1986-87). Ces formations sont regroupées sous le terme générique de « sidérolithique ».

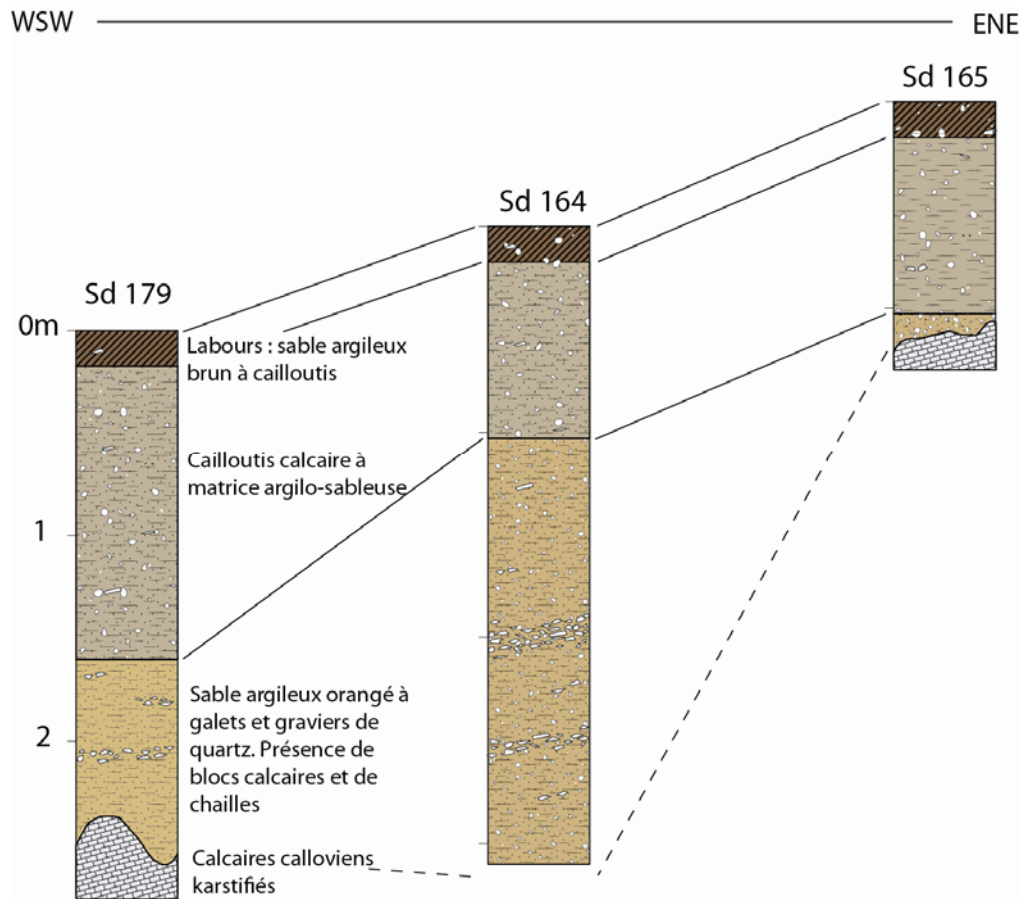


Figure 123 - Logs stratigraphiques à partir des sondages de l'INRAP (Colonge *et al.*, 2009).

Plus récemment, une campagne de fouilles et de sondages menée sur le tracé de la déviation de la RN 141 au nord de La Rochefoucauld a permis de préciser les formations superficielles et alluviales du secteur d'étude (Colonge, 2009).

Les formations calcaires jurassiques sont recouvertes par un manteau détritique, peu décrit dans les notices des cartes géologiques, contenant des graviers et des galets quartzeux, des galets de gneiss et de micaschistes et des silex, roulés dans une matrice argilo-sableuse, dont la teinte ocre peut varier du rouge au noirâtre en fonction de la présence d'oxydes ferro-manganiques.

Grâce aux travaux de déviation de la RN 141 au nord de La Rochefoucauld, une campagne de fouilles et de sondages a été menée par l'INRAP. Ces formations ont été reconnues. En fonction de la topographie, l'épaisseur de cette couverture est très variable. Sur les versants convexes, elle est parfois infra-centimétriques, mais elle peut atteindre plusieurs mètres lorsqu'elle colmate les poches de dissolution (Colonge *et al.*, 2009) : « *Les indications géomorphologiques récoltées au long du tracé, sans bouleverser les schémas régionaux, ont apporté plusieurs précisions (...). Nous avons pu également préciser des points de l'énorme influence de la couverture d'altérites sur la géomorphologie locale, notamment son impact hydrographique : elle conditionne en effet l'activité des cours d'eau, les activités crypto-karstiques et karstiques. Ces phénomènes sont essentiels dans la création et l'évolution des modelés et paysages locaux, déterminants pour les installations humaines passées.* ».

Les formations supérieures argilo-sableuses à cailloutis calcaires ont été reconnues et décrites par Colonge *et al.* (2009) à partir d'une série de sondages sur la partie est de la commune de Rivières (figure 123).

Ces formations constituent l'ensemble supérieur. Les cailloutis calcaires à matrice argilo-sableuse, dont l'épaisseur varie de 40 cm à près de 2 m, sont associés à des colluvions qui s'épaississent et s'enrichissent en silex et en fragments calcaires au pied des versants. Nous attribuons l'origine des silex et blocs calcaires à la désagrégation du substratum fantômisé tel qu'on peut le voir dans les coupes de carrière. Il s'agit donc d'un argument supplémentaire en faveur de l'état d'altération de la plate-forme carbonatée jurassique. Cette première formation détritique est relativement récente.

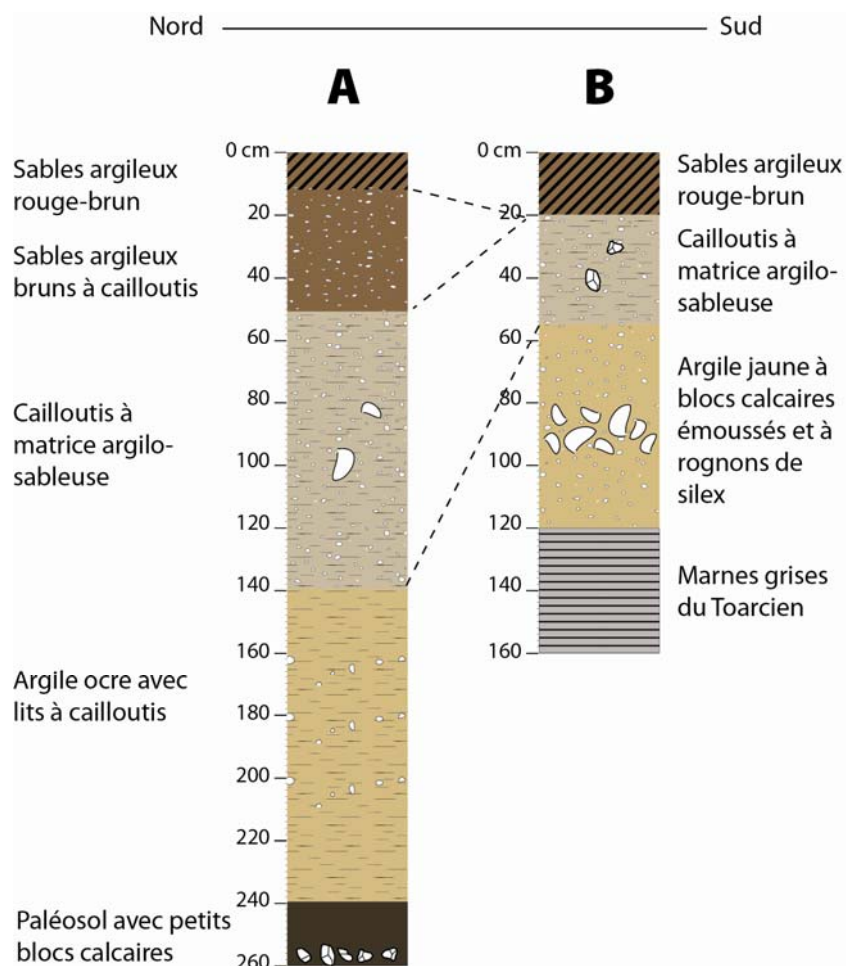


Figure 124 - Logs stratigraphiques au niveau de St-Adjutory (A) et d'Yvrac (B).

2.2. Les autres formations

- Les formations sablo-argileuses à galets et silex ont des teintes orangés et ocres. La présence de galets de quartz, de silex et de blocs calcaires révèle qu'il s'agit d'un dépôt complexe qui a sans doute repris des éléments de l'altération de la plate-forme carbonatée.

- Les dépôts périglaciaires (grèzes, argiles) : Ils ont été largement étudiés dans les années 1950 à 1970. Citons notamment les travaux de Y. Guillien et A. Vatan (1947), Y. Guillien (1955), S. Duplaix et Y. Guillien (1956), S. Duplaix et J. Dupuis (1958), R. Fridman *et al.*, (1961), Y. Guillien (1961), Y. Guillien (1965), S. Duplaix et Y. Guillien (1967), S. Duplaix (1970), Y. Guillien (1980).

2.3. Les formations alluviales

Les alluvions sont disposées en terrasses au Pléistocène qui connaît une légère dissection d'où des fonds de vallées assez bas par rapport aux interfluves. Ces formations ont été reconnues par exemple vers St-Adjutory (La Petite Côte, X : 454701 ; Y : 2086378 ; Z : 180 m) et à Yvrac (Le Gros Rocher, X : 454501 ; Y : 2085308 ; Z : 180 m). Deux coupes réalisées sur les flancs de vallons à la même altitude ont permis de recouper des dépôts qui s'organisent de haut en bas de la manière suivante (figure 124) :

- un sol sablo-argileux brun la coupe de St-Adjutory recouvre un niveau de cailloutis calcaires à matrice argilo-sableuse de 40 cm ;

- les deux coupes ont permis de reconnaître une formation argilo-sableuse ocre à rouge à cailloutis calcaires anguleux mélangés à des petits blocs, dont l'épaisseur varie de 50 à 90 cm.

3. COMPARAISON AVEC LES SITES ARCHEOLOGIQUES ET PALEONTOLOGIQUES

La Charente apparaît comme un haut lieu de l'archéologie et de la paléontologie française et européenne. Étudiés depuis la fin de la première moitié du XX^e siècle, les sites archéologiques charentais font l'objet d'une littérature foisonnante (Guillien, 1955 ; Duplax et Dupuis, 1958 ; Guillien, 1961 ; David *et al.*, 1965 ; David et Prat, 1965 ; Henri-Martin, 1965 ; Piveteau, 1965 ; Roche, 1965 ; Debénath, 1974 ; Bastin, 1976 ; Schwarcz & Debénath, 1979 ; Debénath *et al.*, 1980 ; Blackwell *et al.*, 1983 ; Blackwell *et al.*, 1992 ; Fizet et Lange-Badre, 1995 ; Fizet *et al.*, 1995 ; Debénath & Tournepiche, 1996 ; Griggo, 1996 ; Hocine, 1996 ; Bertran, 1999 ; Delagnes *et al.*, 1999 ; Ferrier et Kervazo, 1999 ; D'Errico *et al.*, 2003 ; Matilla & Debénath, 2003 ; Dujardin et Tymula, 2005 ; Couchoud, 2006 ; Debénath, 2006 ; Chase *et al.*, 2007 ; Rainaud, 2009). C'est donc une opportunité très utile pour tenter des comparaisons avec les études endokarstiques. En effet toutes ces études s'appuient sur des descriptions et des analyses sédimentologiques précises ainsi que sur des datations radiométriques qui fournissent des données pour bien comprendre la mise en place et l'évolution du karst et des paysages de l'est-charentais.

3.1. Histoire des recherches (Debénath, 2006)

Les sites paléolithiques sont très nombreux en Charente. La multitude des fouilles et l'ancienneté des recherches ont permis notamment de dater le début du peuplement de la région par l'homme à environ 500 000 ans. Les cours supérieur et moyen de la Charente ont été les plus habités, tant en surface que dans des cavités. Les phénomènes karstiques ont un rôle capital dans l'implantation humaine dans la région.

L'histoire des recherches sur le Paléolithique charentais remonte à la première moitié du XIX^e siècle. Parmi les premiers chercheurs qui ont travaillé dans cette région on peut citer F. Jouannet, G. Musset, G. Chauvet, le baron F. Eschassériaux ou encore E. Combes, célèbre sénateur de la fin du XIX^e siècle. Plus récemment le Dr. Henri-Martin, P. David, le paléontologue J. Piveteau, F. Bordes ou encore

A. Debénath ont multiplié les chantiers de fouilles. Après une nette diminution des campagnes de fouilles dans les années 1970-1980, un regain d'activités se manifeste depuis une dizaine d'années. Les travaux de V. Dujardin (Les Renardières), B. Maureille (Marillac), de J.-F. Tournepiche et de A. Delagnes (Artenac) sont toujours en cours.

Le principal apport des dernières fouilles effectuées en Charente a été la découverte de restes humains appartenant au dernier interglaciaire (La Chaise) ou rapportés au Moustérien à denticulés (Châteauneuf), ainsi que l'établissement de séquences stratigraphiques importantes appuyées par des datations « absolues » (La Chaise, Artenac).

3.2. Le bassin supérieur de la Charente : les vallées de la Tardoire et du Bandiat

Ce bassin est principalement connu par les vallées de la Tardoire, du Bandiat et de la Bonnière. C'est dans la vallée de la Tardoire que se situe la majeure partie des sites paléolithiques (figure 125) : d'amont en aval, les grottes de La Chaise-de-Vouthon, Fontéchevade, Montgaudier, les grottes du Quéroy, Marillac et les sites de Vilhonneur, dont la grotte du Placard.

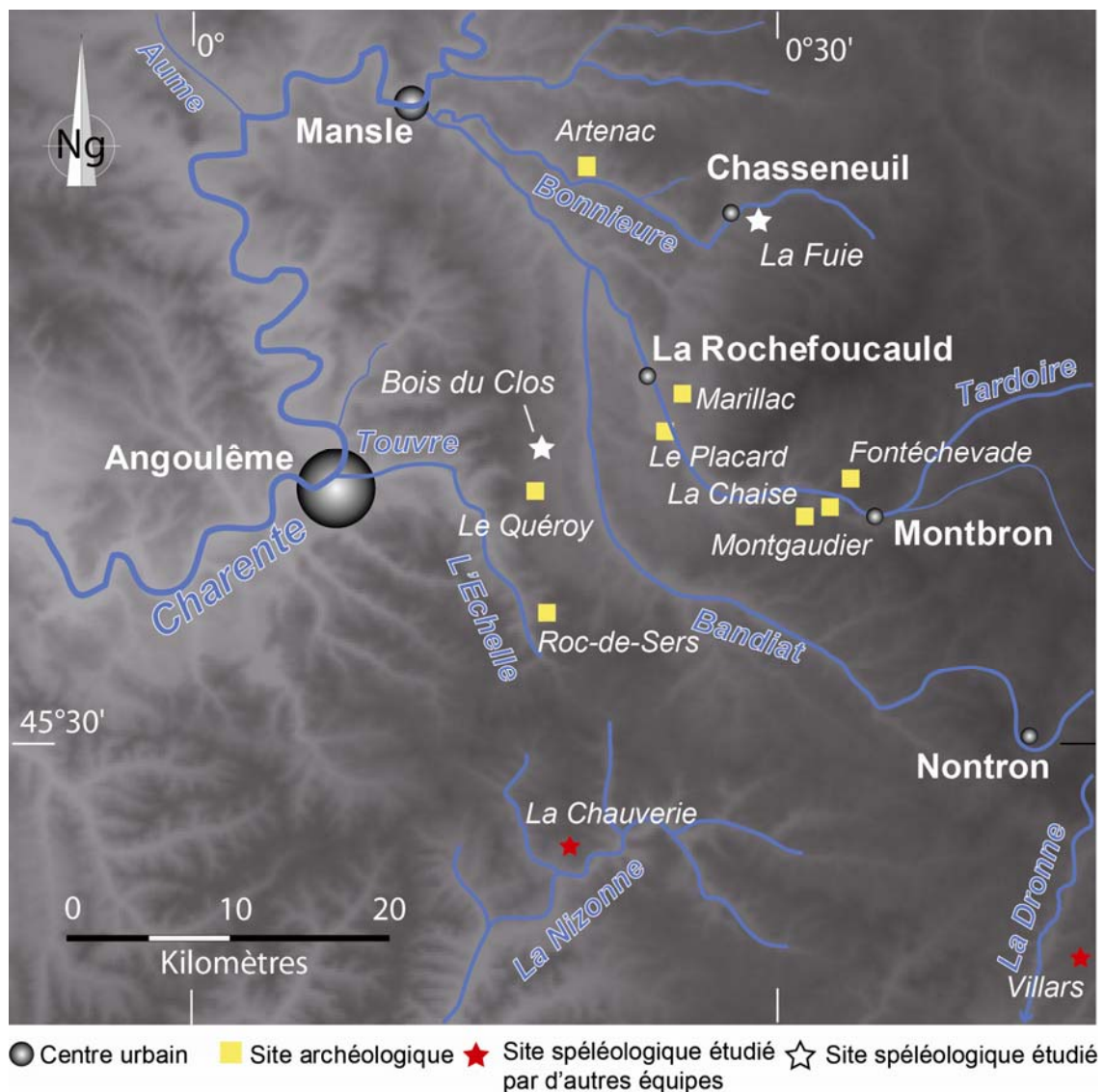


Figure 125 - Carte des sites du Paléolithique ancien et moyen de l'Angoumois.

3.2.1. Les grottes de La Chaise-de-Vouthon

Les grottes de La Chaise-de-Vouthon sont constituées par trois abris dont l'ouverture est orientée vers le nord-ouest. Ils se prolongent par des conduits karstiques très digités. Toutes les galeries qui débouchent dans ces abris sont colmatées par des sédiments qui étaient scellés par des planchers stalagmitiques qui sont conservés dans les parties profondes où ils n'ont pas été affectés par les fouilles anciennes. Les galeries se développent sur plusieurs dizaines de mètres. Elles s'ouvrent sur l'extérieur par trois porches qui sont les abris Duport, Bourgeois-Delaunay et Suard. Le plus vaste est l'abri Bourgeois-Delaunay. Il est large d'une douzaine de mètres à son entrée. Sa profondeur est d'environ 45 m. Son plafond est sub-horizontale et ne présente pas de concrétionnement important. Il communique avec les abris Suard et Duport par des couloirs qui étaient comblés avant le début des fouilles de P. David, à la fin des années 1930.

Il existe un réseau inférieur, actuellement fonctionnel, totalement immergé et non pénétrable dont seule une cheminée est visible. Cette cheminée semble être en relation avec un ruisseau non pérenne, la Toulange, affluent épisodique de la Tardoire.

Une description stratigraphique des trois sites a été faite. Les gisements de La-Chaise-de-Vouthon permettent de dater une implantation humaine remontant au Moustérien dans l'avant-dernière glaciation.

Dans l'abri Suard, la fin de la glaciation rissienne se marque par le dépôt d'éboulis calcaires angulés. Ils ont été déposés sous un climat très rigoureux, puis ils ont été consolidés pour former une brèche compacte.

Dans l'abri Bourgeois-Delaunay, les préhistoriens ont décrit un beau remplissage atteignant 12 m d'épaisseur. Ils ont montré que les dépôts de l'avant-dernière glaciation diffèrent par rapport à l'abri Suard. Ils sont constitués par des éléments calcaires, le plus souvent très altérés, inclus dans une matrice sablo-argileuse. Les préhistoriens notent également que d'autres niveaux sont presque dépourvus d'éléments calcaires. On peut alors penser qu'ils se sont mis en place sous un climat relativement clément. Ces dépôts recouvrent plusieurs mètres de sables « stériles » qui représentent peut-être le second stade rissien. Un éboulis peu épais marque la fin de la glaciation rissienne. Toujours dans l'abri Bourgeois-Delaunay, l'interglaciaire Riss-Würm (ou Eémien) est très bien représenté par un plancher stalagmitique, atteignant par endroits plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur. Ce qui est intéressant c'est que ce plancher a été daté d'environ 125 000 ans par méthode U/Th. En outre, une analyse pollinique a montré que la vallée de la Tardoire était alors couverte de forêts et non plus de steppes comme ce fut le cas à la fin de la glaciation rissienne. Les paléontologues font montre d'une certaine lacune pour expliquer que les restes humains trouvés à La Chaise-de-Vouthon appartiennent tant à la glaciation rissienne qu'à l'interglaciaire Riss-Würm et qu'il s'agit surtout de squelettes crâniens d'enfants et d'adolescents.

3.2.2. La grotte de Fontéchevade

La grotte de Fontéchevade montre un remplissage de 8 m d'épaisseur. Il s'agit d'un des sites les plus anciens de la région. Elle est devenue célèbre grâce à la découverte d'une calotte crânienne appartenant au groupe des néandertaliens. L'étude de la faune donne un âge relatif antérieur à l'avant-dernière glaciation.

3.2.3. La grotte de Montgaudier

Le gisement préhistorique de Montgaudier (commune de Montbron) s'ouvre dans un des nombreux pitons calcaires du Jurassique qui dominant la vallée de la Tardoire, entre Montbron et La Rochefoucauld. C'est un peu en amont de Montgaudier que la Tardoire cesse de couler dans des terrains cristallophylliens pour pénétrer dans le domaine calcaire. Ainsi, les matériaux utilisés par les Moustériens de Montgaudier, comme à La Chaise-de-Vouthon (abri Suard notamment), font souvent appels aux roches en provenance du Massif Central. La stratigraphie est assez complexe. Elle semble marquée des dépôts fluvio-karstiques. Un plancher se développe au sein de ces formations, sur une épaisseur de 15 cm. Il a été daté d'environ 80 000 ans BP. La stratigraphie du site de Montgaudier a été bien décrite, mais la chronologie des étapes de sédimentation n'a pas été avancée.

3.2.4. Les grottes du Quéroy

Situées sur le territoire de la commune de Chazelles et creusées dans l'Oxfordien-Kimméridgien, elles sont connues pour leurs concrétions. Au début des années 1930, ces grottes ont fait l'objet de prospections spéléologiques par N. Casteret et R. Massonaud. Au début des années 1980, J.-F. Tournepiche a effectué des fouilles archéologiques dans un remplissage d'une dizaine de mètres. Ce remplissage est constitué d'éboulis, de blocs, cailloux et plaquettes calcaires, mêlés à des sables et argiles. Des datations radiométriques donnent un âge compris entre 9 500 et 12 800 ans BP.

3.2.5. Marillac

La séquence se présente sous la forme d'un aven de 15 m de diamètre dans lequel s'ouvre un abri peu profond. Une autre ouverture a pu exister, mais serait actuellement recouverte par des sédiments. L'étude sédimentologique du remplissage de Marillac a montré une grande homogénéité des couches 1 (sommet) à 11 (base). La base de cette dernière est constituée par un plancher stalagmitique, mais aucune datation n'a été effectuée. Au-dessus, une dégradation climatique a été observée, avec des oscillations de plus en plus froides. Des phénomènes de cryoturbation sont visibles dans les couches 1 et 2. Les fouilles sont toujours d'actualité sur ce site. Elles réunissent les universités de Bordeaux et de Princeton.

3.2.6. Le complexe paléolithique de Vilhonneur

Plusieurs sites paléolithiques ont été reconnus sur le territoire de la commune de Vilhonneur (photo 5). La grotte du Placard est l'une des grottes les mieux connues. C'est dans cette cavité que l'abbé Breuil a pu présenter au congrès de Genève en 1912 les subdivisions du Paléolithique supérieur, toujours utilisées. La grotte s'ouvre dans les calcaires du Bajocien, en rive gauche de la Tardoire, à

quelques mètres au-dessus de la rivière. La meilleure étude stratigraphique a été établie dans les années 1960. Elle a permis de préciser la géologie et les étapes de la mise en place des dépôts. Le plancher correspond à un lapiaz. Le soutirage important a entraîné une partie des formations dans les fissures du lapiaz. Dix phases de sédimentation ont été distinguées. La base du remplissage est constituée de blocs cryoclastiques, sans sédiment interstitiel, témoins d'un climat rigoureux. Les dépôts intermédiaires montrent une alternance de sédimentation sous climat humide et de dépôts marqués par des phénomènes de cryoturbation. On relève même la formation d'un sol polygonal. Les phases suivantes se marquent plutôt par des phénomènes de soutirage des éléments fins. L'effondrement de l'auvent de la grotte, lié peut-être à des phénomènes de décompression, vient sceller le remplissage. Les datations précises ne sont pas données.



Photo 5 - La grotte de Vilhonneur se développe dans les calcaires bajociens en rive gauche de la Tardoire. Cliché R. Maire, juillet 2011.

3.2.7. Artenac

Dans la vallée de la Bonnière, trois sites sont particulièrement intéressants pour les paléontologues : Rochelot, Artenac et Les Renardières. Par rapport à notre sujet d'étude, seul le site d'Artenac nous intéresse, car il a fait l'objet d'une étude stratigraphique précise.

Artenac se situe dans une ancienne carrière. Le site fut d'ailleurs découvert lors de l'explosion d'une mine. En 1982, les travaux menés par J.-F. Tournepicche ont révélé l'existence d'un remplissage de 18 m de hauteur. La grotte se présente comme un couloir de 5-6 m de large, dans lequel ont été accumulés des dépôts de brèches et d'argiles. Les restes de la faune et d'humains permettent de remonter à la glaciation « mindélienne » selon les archéologues (> 500 ka). C'est la plus ancienne trace d'occupation humaine connue dans le centre-ouest de la France. Un peu plus haut, on a une nouvelle séquence de brèches et d'argiles rouges qui reposent sur un plancher stalagmitique. Les paléontologues la date de la fin du Mindel ou du Mindel-Riss. En 1993, A. Delagnes a fouillé la séquence sommitale. Les restes d'industries moustériennes de type Ferrassie permettent de la dater de la première moitié du SIM 4. Des restes humains ont également été trouvés. Ils sont attribuables à l'homme de Neandertal.

3.3. Les sites sur le bassin moyen de la Charente

3.3.1. La Quina (vallée du Voultron)

C'est l'un des sites moustériens les plus célèbres sur le plan de la connaissance du Paléolithique moyen. Les premiers travaux remontent à la fin du XIXe siècle. C'est sur ce site que le Dr Henri-Martin travailla de nombreuses années et qu'il affina la subdivision du Moustérien en inférieur, moyen et supérieur. C'est dire la richesse de ce site. On parle de Moustérien de type Quina.

La partie principale du site est constituée par un dépôt de pente au pied d'une « falaise » calcaire peu élevée, turonienne à la base et sénonienne au sommet.

Au milieu des années 1990 une description stratigraphique minutieuse a été menée. Cette description a permis ensuite de donner les étapes de la mise en place des dépôts. Ceux-ci sont de trois types. 1) Des formations alluviales liées aux crues du Voultron se situent à la base du remplissage. Ce sont des sables et des argiles imprégnées par des sels de fer et de manganèse et présentant des taches d'hydromorphie. 2) Des formations colluviales se situent dans la partie médiane du remplissage. Elles tronquent ou remanient parfois les niveaux sous-jacents. 3) Les niveaux supérieurs sont constitués d'éboulis de pente.

Enfin des datations par thermoluminescence sur des silex brûlés ont donné $43\ 000 \pm 3\ 600$ ans BP dans la couche 6a et $44\ 500 \pm 4\ 200$ ans BP dans la couche 8. Une analyse palynologique antérieure avait indiqué un dépôt de sédiment sous climat froid, avec de rares arbres. Cependant, la couche 6 montre une légère augmentation des pollens d'arbres. Le climat a donc connu une sensible amélioration. Cet épisode est à mettre en corrélation avec un épisode de réchauffement mis en évidence vers 44 000 ans BP.

3.3.2. La vallée de l'Echelle

La vallée doit son intérêt préhistorique au site du Roc-de-Sers. Les gisements du Roc-de-Sers consistent en une série de grottes et d'abris qui s'ouvrent le long de la vallée du Roc, petit affluent de l'Echelle. On trouve la grotte de la Fontaine, la grotte de la Vierge, la grotte du Roc et la grotte Est. Le Roc-de-Sers est l'un des deux sites charentais à présenter une frise gravée. Enfin, des datations radiométriques ont été effectuées sur des échantillons osseux brûlés.

3.3.3. La grotte Marcel Clouet (vallée de l'Antenne)

L'étude des remplissages de la grotte a révélé des conditions environnementales peu rigoureuses et humides. En témoignent les nombreuses concrétions présentes dans toutes les couches. La formation argilo-limono-sableuse avec des accumulations de manganèse de la couche 6 implique une forte humidité. Les actions cryoclastiques se manifestent davantage dans la base de la couche 5. Le maximum de froid est atteint dans la couche 4. Celle-ci présente des éboulis calcaires inclus dans une matrice sablo-limono-argileuse rouge souvent indurée et bréchifiée. Le caractère de la faune confirme un climat tempéré. On peut alors penser à un épisode d'amélioration climatique de la seconde partie du Würm ancien, durant le stade isotopique 4.

Chronostratigraphie (âge 10 ³)	Site de découverte	Ossements humains et industrie	Faune et flore	Datations radiométriques			Paléoenvironnement
				Age (ka)	Méthode	Auteur	
Mindel : 500 ka	Grotte d'Artenac	Néandertalien ; Civilisation acheuléenne	Ours de Deninger et Panthère de Gombaszog			Delagnes <i>et al.</i> , 1999	Climat froid
Mindel-Riss : 320-270 ka	Grotte d'Artenac		restes de carnivores (Loup de Lunel, Lion des cavernes, un Machairodonte) et leurs proies (Cerf et Cheval de Mosbach). Flore riche en feuillus et Pins, herbacées rares.			Delagnes <i>et al.</i> , 1999	Amélioration climatique
Riss I : 270-230 ka (stade 8)							Froid rigoureux
Riss II : 203-190 ka (stade 7)		Pas de données	Milieu steppique.				Légère amélioration climatique
Riss III (150 ka) ou stade isotopique 6	Sainte-Catherine (Garat)		Chevaux, Milieu steppique.				Glaciation. Climat très rigoureux.
	Grotte de la Chaise-de-Vouthon : couches 48 à 53.					Blackwell <i>et al.</i> , 1983	La stratigraphie montre une succession de niveaux alternant des climats froids et des climats plus tempérés.
Eemien : 128 ka (Riss-Würm ou stade isotopique 5),	Bourgeois-Delaunay (plancher stalag inf.)	Pas de données	Faune non précisée	245 + 42 -28	²³⁰ Th/ ²³⁴ U comptage alpha	Blackwell <i>et al.</i> , 1983	Période tempérée : Interglaciaire.
- Stade isotopique 5e Plancher qui s'est formé à partir de 156 ± 25 ka 5d : de 120 à 100 ka	Chaise-de-Vouthon (plancher stalag de la couche 11 de l'Abri Bourgeois-Delaunay)	Moustérien	Taux de boisement pendant la formation de ce plancher est très élevé (près de 80 %). La forêt charentaise se composait alors de Chênes, de Noisetiers, Aulnes, Charmes, Ormes, Pins sylvestres et de rares Tilleuls. Les arbustes étaient des Lierres, Fusains, Troènes. Les sous-bois renfermaient des fougères, des Graminées, des Ericales et des plantes hygrophiles	Base 151 ± 15 Sommet 115 ± 8	²³⁰ Th/ ²³⁴ U comptage alpha	Blackwell <i>et al.</i> , 1983	Période relativement chaude et humide, entrecoupée d'un épisode plus froid durant lequel fut interrompue la formation du plancher stalagmitique
			Sommet 114 ± 7	Blackwell <i>et al.</i> , 1992			
			Base 153 ± 25 Sommet 123 ± 17	Schwarcz et Debénath, 1979			
Würm I : stade isotopique 5a De 100 à 70 ka	Bourgeois-Delaunay, couche 7		Faune plus forestière : Cerfs, Chevreuils, Bouquetins, Sangliers. taux de boisement inférieur à celui de l'interglaciaire Riss-Würm. Bovidés	55 ± 2 (sous-estimation importante)	ESR (electron spin resonance) sur une dent de bovidé à la base de la couche 10.	Blackwell <i>et al.</i> , 1992	Intermédiaire. Amélioration climatique

Interstade Würm I- Würm II.	La Chaise-de-Vouthon (plancher stalag de la couche 7 dans l'Abri Bourgeois-Delaunay)	Pas de données		la base 101 ± 12 Sommet 90 ± 6 ou 97 ± 6	²³⁰ Th/ ²³⁴ U comptage alpha	Blackwell <i>et al.</i> , 1983	Interglaciale
	Grotte Suard, couches III, VII et 49	Pas de données		94 ± 5 (sous-estimation). On devrait trouver plutôt des dates autour de 150	ESR (electron spin resonance) sur une dent de cheval.	Blackwell <i>et al.</i> , 1992	
Würm II : 70 à 55 ka (stade isotopique 4)	Grotte Suard plancher stalag sup.			Base : 112 ± 12	²³⁰ Th/ ²³⁴ U comptage alpha	Blackwell <i>et al.</i> , 1983	
				Sommet : 51 ± 6			
> 51,5 ka	Bois du Clos		Cheval		Méthode SMA	Dujardin OxA-10421 (LYON-1375)	Dégradation climatique
Stade isotopique 3 commence à 55 ka Dansgaard-Oeschger (DO) ?	Suard	Moustérien ?					Refroidissement
	La Quina, couche 6a	Pas de données		43 ± 3,6	Thermoluminescence sur silex brûlé	?	Intermédiaire
La Quina, couche 8			44,5 ± 4,2				
Paléolithique supérieur : 33 ka	Saint-Césaire	<i>Homo sapiens</i> avec Cro-Magnons. Occupation châtelperronienne					Réchauffement climatique
Début stade isotopique 2 : 30 à 25 ka		Aurignacien	Milieu ouvert froid				Refroidissement
25 à 20 ka		Occupation périgordienne					Réchauffement
Fin du Würm III : 13 ka Younger Dryas (YD)		Occupation solutréenne					Dégradation du climat
12,5 à 10 ka	Grottes du Quéroy	Occupation magdalénienne.	Chevaux de petite taille, rennes de toundra et antilopes de saïgas	9,5 à 12,8	²³⁰ Th/ ²³⁴ U comptage alpha	?	Milieu steppique et froid. Maximum glaciaire.
Néolithique ancien : 6 ka	Grotte du Quéroy	Installation des premiers agriculteurs					
Néolithique moyen : 4,5 à 3,5 ka av JC	Camp de Recoux à Soyaux	Population chasséenne					
Néolithique récent : 3,5 à 3 ka av JC		Groupe dit « Vienne-Charente »					
Néolithique final : 3 à 2,5 ka av JC	Carrière d'Artenac	Artenaciens et culture de Campaniforme rattachée au chalcolithique					

Tableau 21 - Synthèse des principales dates et périodes successives mises en valeur par les préhistoriens et paléontologues (modifié, d'après Couchoud, 2006).

4. INTERPRÉTATION ET CHRONOSTRATIGRAPHIE DU REMPLISSAGE DE LA SALLE DES OUEDS

L'interprétation hydrodynamique et chronostratigraphique de la séquence sédimentaire dans la salle des Oueds est complexe en raison de l'impossibilité de faire des datations radiométriques. Contrairement à la séquence sédimentaire plus ancienne de la grotte du Bois du Clos, aucune concrétion n'a été reconnue en raison du stade de jeunesse d'une cavité en cours de creusement. Nous ne disposons donc pas de jalons chronologiques précis. Cependant l'étude sédimentologique, minéralogique et géochimique a permis d'aboutir à une typologie des dépôts. Cinq grandes séquences de comblement de la cavité ont été mises en évidence. Elle a aussi révélé l'extrême dépendance entre l'enregistrement sédimentaire, les effets de site et les effets d'échelle.

Il est intéressant de signaler que l'on a des modelés et des figures de sédimentation très complexes dans une séquence de 3,40 m de haut attribué en partie ou en grande partie à l'Holocène.

4.1. Déstabilisation d'une sédimentation par décantation totale en contexte noyé (unités a et b)

Les dépôts limono-argileux fins jaunes de la base de la séquence sédimentaire correspondent à des dépôts très particuliers de décantation.

- **La base de la coupe (unité "a")** correspond à un dépôt de décantation en milieu calme. Plusieurs éléments granulométriques et minéralogiques montrent qu'il s'agit d'un dépôt issu de l'altération des calcaires *in situ*, repris par des dynamiques hydrologiques de type lacustre, dans des conditions stables qui ont prévalu durant une assez longue période. Les courants très faibles, voire nulles, n'ont pas permis d'enregistrer une variation granulométrique, rythmique et géochimique du dépôt. La cavité évoluait en milieu confiné, fermé aux influences extérieures. Les dépôts proviennent très probablement de la cavité partiellement ou totalement noyée et des turbides de la nappe. Des traces d'ennoiement ont été retrouvées grâce aux cupules résiduelles reconnues dans la galerie des Ammonites. Cette formation (a) mesure au moins 1,50 m d'épaisseur (sondage à la tarière). La nappe actuelle se trouve à la base. La surface de ravinement qui recoupe la limite supérieure marque la fin de cette longue période de sédimentation en milieu très peu perturbé. Ce ravinement est lié à une déstabilisation du milieu souterrain (rôle possible des trémies de collapse). Il correspond probablement à un soutirage qui s'est produit au niveau de la salle du Laminoir.

- **La discontinuité entre les unités "a" et "b"** indique un changement non seulement de nature des dépôts, mais aussi de sa provenance en lien avec une déstabilisation morphologique locale importante. La granulométrie plus grossière et hétérométrique associée à des pisolithes de fer bien mise en évidence par la cartographie géochimique montre que l'on a affaire à des dynamiques hydrologiques plus énergiques dans un contexte de dénoyage de la cavité. La présence des pisolithes, des granules de quartz et de fragments calcaires indique une influence plus grande de la surface. Le

réseau s'est peut-être ouvert à l'extérieur par l'intermédiaire d'une vidange d'un ou de plusieurs fontis, reprenant des éléments de la couverture tertiaire de surface.

4.2. Sédimentation de décantation d'eaux turbides en contexte épinoyé ouvert (unités c-d)

- Les unités (c) et (d) révèlent aussi toute la complexité de la séquence sédimentaire et l'influence du site sur les modes de sédimentation. La stratification entrecroisée de l'unité "c" montre que la cavité est alors assez ouverte sur l'extérieur pour subir son influence par des apports irréguliers multidirectionnels de matériaux hétérométriques. L'orientation des bandes limoneuses à éléments plus grossiers montre que les particules pouvaient aussi bien être transportées depuis le fond de la salle du Laminoir que depuis l'entrée de la salle des Oueds. La sédimentation se réalise donc dans un contexte beaucoup plus agité et irrégulier que précédemment. L'absence de discontinuité entre l'unité (b) et l'unité (c) indique une continuité dans le mode de sédimentation qui se traduit en réalité par un contexte de plus en plus instable qui fait alterner des phases calmes de décantation d'eaux turbides et des phases plus agitées favorables au transport d'éléments plus grossiers.

- Le sommet de l'unité (c) est recoupé par un petit chenal. Cette discontinuité nette avec l'unité (d) indique un changement de dynamique hydrologique. Les caractères granulométriques et géochimiques de cette unité sont similaires à ceux de l'unité (b). On retrouve des éléments grossiers, calcaires altérés, fragments de silex et galets mous manganiques, pris dans une matrice limono-argileuse. Cette formation très hétérométrique, sorte de « tout venant » reprenant des éléments de la couverture tertiaire, indique un contexte hydrodynamique agité et une ouverture du système vers l'extérieur. Le site fonctionne alors comme un piège sédimentaire et remobilise d'anciens dépôts internes comme des éléments de calcaires et silex altérés. L'évacuation progressive de la roche altérée se poursuit donc par battement de la nappe.

4.3. Dépôts de décantation lacustres en contexte semi-confiné (unité e)

La surface d'érosion au sommet de l'unité (d) atteste d'un assèchement temporaire de la cavité, peut-être en raison de la fermeture partielle du réseau. Les unités "e" et "f" témoignent d'un réennoisement de la cavité dans des conditions hydrodynamiques beaucoup plus calmes. La formation d'un paléo-lac est due à la fermeture partielle du réseau ou à un blocage local (bourrage sédimentaire). L'inclinaison des couches de l'unité "e" de 20° vers la salle du Laminoir indique une direction de l'écoulement différente de l'actuel. Le pendage des couches sédimentaires est en relation avec les paramètres du site (géométrie des parois, flux et reflux de la nappe).

D'ordinaire, les très faibles courants lacustres favorisent plutôt une sédimentation par décantation uniforme donnant des couches sub-horizontales parallèles au fond de la dépression. Les passées sableuses indiquent l'influence d'écoulements ponctuels. Le schéma hydrodynamique enregistré dans la salle des Oueds se complexifie, faisant alterner une sédimentation de type lacustre classique permanente dans un contexte de haut niveau de la nappe et des écoulements temporaires par

mouvements de flux et de reflux. L'alternance des bandes rouges et jaunes à granulométrie variables et les passées sableuses montrent une légère variation du courant et des niveaux variables de la hauteur d'eau. Ce type de sédimentation a été décrit également par H. Camus (2003, p. 188) et A.-S. Perroux (2005, p.327). Le pendage s'explique probablement par les légers courants d'eau, avec une sédimentation progradante de type delta, mais aussi probablement par la contrainte géométrique 3D et le volume réduit du vide souterrain.

4.4. Dépôts fluviatiles et ouverture du réseau (unités f et g)

Les unités (f) et (g) marquent une sédimentation fluviatile assez originale dans la cavité. L'incision irrégulière de l'unité "f" montre un écoulement à débit très irrégulier et suffisamment fort pour réinciser les dépôts sous-jacents. Ces dépôts fluviatiles sont associés à une influence des fluctuations paléoclimatiques extérieures. Ces dépôts détritiques semblent être la marque d'une déstabilisation morphologique extérieure importante, de type rhexistasique au sens de H. Ehrart (1956, 1967). Les minéraux de type volcanique retrouvés dans les deux unités indiquent une érosion mécanique en surface favorisée par un couvert végétal peu épais en lien avec des conditions climatiques froides et humides (Petit Age Glaciaire ?). Faute de cadre chronologique, il est difficile de faire correspondre ces unités avec tel ou tel événement paléoclimatique. Mais l'intérêt de cette séquence tient d'abord à sa complexité et à son aspect polymorphe. L'important ici est de souligner les mécanismes de la fonction transfert en contexte de battement de nappe. La partie supérieure de la séquence sédimentaire favorise un enregistrement très sensible aux variations des conditions paléoclimatiques et paléoenvironnementales.

4.5. Dépôts laminés de la banquette sommitale en contexte épinoyé de battements réguliers de la nappe

La dernière phase de comblement de la cavité se caractérise par la mise en place de pseudo-varves. La lamination très fine révèle une séquence de crues rythmée par une série de doublets de lamines sombres fines et de lamines claires épaisses. Ce type de formation est caractéristique d'une sédimentation de particules fines (argiles et limons) en suspension dans un contexte lacustre souterrain en lien avec un ennoisement généralisé de la salle (Vanara et Maire, 2004). Cependant la rythmicité des dépôts est difficile à déterminer en raison de la présence de lamines de crues infra-annuelles qui diffèrent des doublets annuels de type varves glaciaires. En effet, chaque lamine claire épaisse à granoclassement normal peut être associée à une séquence de crue. Cette séquence sommitale signe le rôle du battement de la nappe dans le contrôle de la sédimentation. Le système s'est refermé. Il remanie des dépôts tertiaires très évolués (micro-écharde de verres volcaniques, quartz très altérés).

La séquence détritique de la salle des Oueds représente donc un modèle original de fonctionnement « lacustre » temporaire en régime épinoyé de battement de nappe. Ce fonctionnement actuel, instrumenté au niveau du lurographe, permet de remonter dans l'Holocène et peut-être un peu

plus loin (SIM 2 ou 3) au niveau de l'unité de base, mais les arguments sont insuffisants pour le démontrer.

5. CHRONOSTRATIGRAPHIE ET EFFET DE SITE DU REMPLISSAGE DE LA SALLE DE LA BOUE

Dans le réseau du Bois du Clos, de genèse beaucoup plus ancienne que la grotte de la Fuie, nous disposons de jalons chronologiques. Les différentes approches, granulométriques, minéralogiques et géochimiques ont permis d'aboutir à une typologie des dépôts. Trois séquences d'assèchement successives ont été reconnues dans la salle de la Boue établies selon le modèle suivant : d'abord des sables fluviatiles surmontés par des limons argileux homogènes ou lités jusqu'à des faciès typiques de décantation totale.

Ce type de séquence sédimentaire a été décrit dans le réseau de Niaux-Lombrives-Sabart dans les Pyrénées ariégeoises (Sorriaux, 1982) et dans la Galerie Aranzadi du réseau de la Pierre Saint-Martin (Maire et Quinif, 1988). Si R. Maire et Y. Quinif montrent le lien étroit entre les dépôts de la Galerie Aranzadi et les évolutions climatiques du Pléistocène moyen et supérieur grâce aux nombreuses stalagmites utilisées comme jalons chronologiques par datations U/Th pour positionner les séquences, P. Sorriaux reste plus prudent quant à l'interprétation paléoclimatique dans le cas du réseau de Niaux-Lombrives.

La notion d'effet de site est donc mise au premier plan. Mais sans cet effet de site, il n'y aurait pas eu d'enregistrement des varves carbonatées d'origine glaciaire dans la galerie Aranzadi, donc pas d'enregistrement d'une glaciation du Pléistocène moyen (Quinif et Maire, 1998). Dans l'exemple étudié de salle de la Boue, les contraintes géométriques de la salle, la position du remplissage dans le réseau, la position de la nappe phréatique et l'évolution du système karstique ont également beaucoup joué sur l'enregistrement sédimentaire et le filtrage du signal. Mais là encore, sans cet effet de site, on n'aurait pas d'enregistrement sédimentaire qui accompagne l'évolution de l'environnement au cours du Pléistocène.

5.1. Datations U/Th et ^{14}C sur les stalagmites BdCl-19 et BdCl-51

Pour la concrétion qui scelle le remplissage, les résultats ^{14}C indiquent une croissance sur un intervalle de 6000 ans entre 45 000 et 38 000 ans cal. BP, première partie de la deuxième moitié de l'interpléni-glaciaire weichselien, incluant notamment les événements Dansgaard/Oeschger (D/O) 12 à 9. En revanche, on a vu que les âges calculés à partir de la méthode U/Th vieillissent artificiellement la concrétion par un apport de thorium détritique ^{232}Th , le rapport $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ étant de l'ordre de 2,4 à 4,9. Bien qu'ils soient en limite de méthode, les âges ^{14}C sont contemporains du SIM 3. La stalagmite BdCl-19 s'est donc formée pendant cette période d'amélioration climatique.

Ainsi, compte tenu du contexte géomorphologique, de la position du dépôt détritique dans la cavité et des âges ^{14}C , on peut attribuer le remplissage détritique sous-jacent au SIM 4, c'est-à-dire à

une période froide bien connue des archéologues correspondant au Würm ancien de l'ancienne terminologie.

Une seconde stalagmite (BdCl-51), située dans le remplissage entre les unités F et G a été découverte et prélevée. Son basculement et les traces de corrosion attestent de son ancienneté. Une datation ^{14}C a été effectuée (lab. Beta Analytic) afin de vérifier qu'il ne s'agissait pas d'une concrétion déstabilisée et tombée du sommet du remplissage après le soutirage majeur. La date obtenue non corrigée a donné un âge supérieur à 43 500 ans BP (hors limite de méthode ; beta-299501). Dans ces conditions, deux datations U/Th ont permis de confirmer l'âge ancien de la concrétion qui se situe dans le SIM 6 ($163 \text{ ka} \pm 10$ et $150 \text{ ka} \pm 8$), donc en période relativement froide. Compte tenu d'un taux de thorium détritique plus faible, et après corrections des âges, on peut admettre la validité de la fourchette chronologique. Une croissance de stalagmites pendant le SIM6 est d'ailleurs confirmée dans la grotte de Villars en Dordogne (Wainer *et al.*, 2011).

Ces deux stalagmites apparaissent donc comme des jalons chronologiques importants dans cette grande séquence détritique souterraine de Charente. On sait que l'ensemble supérieur s'est formé avant le SIM3 et probablement dans le SIM 4. On sait également que l'ensemble moyen se situe entre le SIM6 et le SIM3. Quant à l'ensemble inférieur, il se situe avant 150-160 ka, donc franchement dans le Pléistocène moyen. Compte tenu de l'épaisseur du dépôt situé sous la coupe (> 5 m), on part de l'hypothèse qu'une partie importante du Pléistocène moyen a été enregistrée dans la salle de la Boue. Il serait donc nécessaire de rechercher des concrétions localisées plus bas, ce qui suppose de gros travaux de terrassement dans un contexte difficile.

5.2. Granulométrie, dynamiques hydrosédimentaires et géochimie

L'analyse granulométrique a permis de distinguer quatre types de sédimentation.

- **Les limons argileux massifs et homogènes**, jaunes, gris et rouges de l'ensemble inférieur, sont regroupés autour du type TC sur le digramme de Passega qui représente les dépôts de talus continental, c'est-à-dire des dépôts de décantation totale. La dynamique hydrologique devait être nulle ou très faible. Ces types dépôts sont liés à des ennoyages prolongés de la salle de la Boue, dans un contexte de lac souterrain lié à des paléo-niveaux de la nappe phréatique de la Touvre. Les fluctuations du niveau de la nappe ont permis la mise en place de dépôts successifs très fins de type limons-argileux, reconnus non seulement dans la salle de la Boue, mais aussi dans la salle des Lacs.

L'analyse géochimique a révélé de fortes proportions de Mn et de Fe qui s'expliquent par des tâches noires et des filaments ferro-manganiques liés à une activité bactérienne probable. Elle montre que les dépôts de l'ensemble inférieur se sont formés dans un milieu réducteur, fermé et protégé, favorisant une sédimentation par décantation totale à partir d'une nappe d'eau permanente qui a connu d'importantes variations de niveau. D'un point de vue minéralogique, ces dépôts présentent les mêmes caractéristiques que ceux étudiés en surface, dont les spectres minéralogiques ont été attribués à la fin du Pliocène (Fridman *et al.*, 1961 ; Duplaix et Guillien, 1967 ; Duplaix, 1970). En effet, les sables de l'unité A et les limons-argileux de l'unité B, C et D montrent un certain nombre de similitudes

granulométriques et minéralogiques avec les dépôts du Reuvérien décrit par R. Fridman *et al.* (1961), Y. Guillien (1965), S. Duplaix et Y. Guillien (1967) et S. Duplaix (1970) dans la vallée de la Tardoire : des sables blancs quartzeux légèrement ferruginisés pour l'unité A, une granulométrie fine montrant une sédimentation dans des eaux très calmes pour les unités B, C et D, une très forte proportion de kaolinite et de rares minéraux de socle. On reconnaît pour ces trois dernières unités, l'abondance de zircons, de tourmalines et de disthènes. Ces traits minéralogiques et granulométriques sont ceux du Reuvérien.

Cet étage stratigraphique du Reuvérien correspond à des dépôts continentaux caractéristiques des ultimes phases chaudes du Pliocène (2,5 - 2,3 Ma). Il a été décrit en France, en Normandie (Clet et Huault, 1987 ; Lautridou *et al.*, 1999) et dans le Massif Central (Bout, 1967 ; Pastre *et al.*, 2007) et en Europe du Nord (Zagwijn et Suc, 1984). En Charente, le Reuvérien a été reconnu en surface comme étant une formation lacustre et fluviale, s'étendant en amont de La Rochefoucauld jusqu'en aval de Coulgens et de la Bonnieure (Fridman *et al.*, 1961 ; Guillien, 1965 ; Duplaix et Guillien, 1967 ; Duplaix, 1970). Les formations de la base de la séquence de la salle de la Boue pourraient provenir du remaniement de ces dépôts qui ont totalement disparu en surface, sauf dans la vallée du Bandiat où ils sont encore présents 4 à 5 km en aval (coupes de route et de chemin de fer).

- **Les unités de limons argileux laminés de l'ensemble moyen** sont très intéressantes car elles témoignent d'une modification du régime hydrodynamique dans la cavité. Les dépôts rouges correspondent à des sédiments de suspensions uniformes. Ils traduisent un écoulement à débit très faible précédant un retour aux conditions de décantation totale, dont les limons jaunes sus-jacents sont les témoins. Ils n'ont pas été reconnus dans d'autres galeries de la cavité. Le cortège minéralogique est différent de celui décrit ci-dessus, avec une abondance de hornblende et de grenat (cortège typique de socle), d'oxydes de fer et de quartz altérés. L'origine des sédiments est donc différente par rapport aux unités de l'ensemble inférieur. La présence de quelques quartz rond-mâts (< 10 %) indique un transport éolien ancien, en provenance du Massif Central. De surcroît, la ferruginisation des zones altérées révèlent une stabilisation et une pédogenèse de ces dépôts en surface, bien avant leur remobilisation et leur transport jusque dans le karst profond. Enfin, les nombreux impacts et aspérités arrondies qui perforent la surface altérée des quartz sub-anguleux sont le signe d'un transport fluviale (émoussés-luisants).

Ces dépôts pourraient provenir de la couverture cénozoïque d'altérites et de la reprise d'anciennes terrasses plio-quatérnaires du Bandiat. Leur sédimentation dans le karst souterrain correspond à une décantation d'eau turbide. Elle est associée à des périodes froides enregistrées par la minéralogie argileuse de l'unité G. De fait, les rythmites sont souvent interprétées comme la marque de conditions paléoclimatiques alternativement froides / humides et de courtes périodes plus tempérées (Renault, 1967 ; Maire, 1990 ; Audra, 1994, 1995 ; Lignier et Desmet, 2002 ; Losson *et al.*, 2006). Le système karstique est alors ouvert. Il enregistre les variations sédimentaires d'un paléolac qui ne devait occuper que la salle de la Boue. Ces dépôts, non reconnus dans la salle des Lacs, témoignent de la déconnexion de la salle de la Boue, perchée au-dessus de la salle des Lacs. La salle de la Boue a

donc enregistré une sédimentation lente de particules en suspension, contrôlée par les conditions paléoclimatiques extérieures, ce qui suppose un système karstique ouvert.

- **Les niveaux sableux associés aux chenaux** témoignent aussi des changements des conditions hydrodynamiques. Ils sont d'un grand intérêt, car ils rythment la séquence sédimentaire. Le niveau sableux inférieur (unité A), plus ancien, n'est pas actuellement daté. Il pourrait provenir des dépôts reuvériens décrits ci-dessus. Sans stratification, il témoigne d'une sédimentation à courant fort, typique de crues. Mais son contexte climatique reste encore obscur. Les deux niveaux sableux des ensembles moyen et supérieur (unités E et I) se situent au niveau des dépôts de suspensions gradées et de roulement. Ils traduisent des mises en charge plus importantes avec des courants forts, creusant des chenaux profonds. Les figures sédimentaires observées dans le niveau sableux intermédiaire (unité E) correspondent à des strates entrecroisées et biseautées. Elles sont liées au comblement progressif du chenal et témoignent de périodes alternatives d'écoulement dynamique de type crue (Cojan et Renard, 2006). Le niveau sableux de l'ensemble supérieur (unité I) présente un style de stratification différent. Les dépôts se présentent sous la forme d'un litage horizontal sans aucune trace d'érosion, qui témoigne d'un régime d'écoulement moins fort. La bande limono-argileuse rouge à l'intérieur de ce niveau traduit le faible transport de sédiment (granoclassement). Ainsi, même si les unités A, E et I correspondent toutes trois à des dépôts sableux de courant, leurs conditions de sédimentation diffèrent.

- **Les dépôts limono-argileux de l'ensemble supérieur** (unités J, K et L) sont pour partie regroupés autour du type TC, pour l'autre vers les dépôts de suspensions uniformes. Toutes trois attestent d'un assèchement progressif de la cavité. La mise en place de l'unité J est liée à des processus de ruissellement / colluvionnement qui remobilisent des matériaux antérieurement déposés dans la galerie. L'analyse minéralogique des argiles a confirmé l'enregistrement de conditions climatiques froides et humides. De plus, les granules calcaires indiquent des dépôts gravitaires provenant des parois et de la voûte. L'unité K abonde dans le sens d'une fermeture du système karstique. L'analyse géochimique a permis de mettre en évidence la forte corrélation entre les trois niveaux riches en Ca (chap. 7) et la poussière carbonatée résultant de la sédimentation de roche fantômisée et désagrégée.

Une surface d'eau peu profonde alimentée par les infiltrations d'eau s'est progressivement asséchée. L'assèchement de la cavité et l'émersion des dépôts sont enfin attestés par l'unité L, avec une sédimentation de particules mal triées d'origine colluviales, puis par le plancher stalagmitique qui scelle le remplissage qui semble indiquer une amélioration climatique.

En résumé, le passage de dépôts successifs limono-argileux de décantation à leur incision par un chenal profond lui-même comblé par des limons puis des sables grossiers fluviaux révèle un changement de style de sédimentation. On peut décrire la séquence suivante à l'intérieur de chaque ensemble :

- (i) une décantation totale de sédiments limono-argileux,
- (ii) une phase de chenalisation,

(iii) une sédimentation sableuse.

Chaque ensemble semble se terminer par une phase d'assèchement et de concrétionnement (sommet de l'ensemble inférieur et de l'ensemble supérieur). Dans les Pyrénées, ce type de séquence a été corrélé à une fonte due à une amélioration climatique (Maire et Quinif, 1988). Cependant, le contexte morpho-structural charentais est bien différent. Par ailleurs, les nombreux hiatus sédimentaires perturbent considérablement la chronostratigraphie de la séquence du Bois du Clos.

5.3. Le problème des hiatus sédimentaires

Les nombreuses lacunes sédimentaires complexifient la lecture détaillée de cette séquence. La complexité de la structure d'ensemble et l'hétérogénéité des dépôts marquent une sédimentation polyphasée, entrecoupée de périodes d'émersion et d'érosion. Quatre grandes discontinuités ont été reconnues.

- **La première discontinuité** correspond à la surface d'érosion qui met en contact l'unité B et l'unité C au sein de l'ensemble inférieur. Elle indique un changement des conditions hydro-sédimentaires. Le recreusement a pour origine soit un écoulement libre en chenal soit un soutirage qui suppose un dénoyage total de la cavité. On remarque que le type de sédimentation qui suit est de nouveau marqué par une décantation totale. Aucune sédimentation sableuse n'est venue s'intercaler entre les deux phases de décantation. Le système karstique est donc resté fermé. On ne doit, *a priori*, cette discontinuité qu'à la très forte amplitude que pouvaient avoir les battements de la nappe. Il est intéressant de signaler qu'aujourd'hui encore les variations piézométriques sont puissantes. En lien avec des variations saisonnières (basses / hautes eaux), elles peuvent atteindre 20 m au niveau du Bandiat (Larocque, 1997). Ces variations de très grandes amplitudes ont aussi été observées par les spéléologues. Depuis la découverte de la grotte du Bois du Clos en 1990, le niveau des lacs, qui constituent une fenêtre sur l'aquifère, a considérablement varié. En 1991, le niveau est descendu de 7 m.

- **La deuxième discontinuité** est constituée par le profond chenal intermédiaire qui recoupe sur la droite de la coupe les trois unités basales B, C et D. Elle sépare les ensembles inférieur et moyen. Ce recreusement est associé à une phase de dénoyage en lien avec un abaissement du toit de la nappe aquifère. Des écoulements libres en provenance de l'extérieur ont incisé et évacué une partie des dépôts. Puis un nouveau changement est survenu. La sédimentation est devenue limono-argileuse puis sableuse jusqu'à combler totalement le chenal. Ce chenal a-t-il une signification locale ou régionale ? Plusieurs études sur des sites archéologiques charentais en grotte révèlent des épisodes de soutirage important.

Ainsi le site d'Artenac (Delagnes *et al.*, 1999) montre une séquence sédimentaire de plus de 20 m de hauteur en rive droite de la Bonnieure, présentant à la base la marque de puissants soutirages successifs attribués au Pléistocène moyen. Par ailleurs, dans la grotte Bourgeois-Delaunay (la Chaise-de-Vouthon), A. Debénath (1974) et P. Bertran (1999) attribuent l'effondrement enregistré à la base de la séquence sédimentaire argileuse au SIM 6, qui survient après l'assèchement et l'émersion des dépôts

lacustres dans un contexte climatique très froid (Griggo, 1996). Enfin, deux effondrements majeurs attribués au Pléistocène supérieur ancien ont été reconnus dans la grotte du Placard (Roche, 1965) et dans la grotte de Fontéchevade (Henri-Martin, 1965) à la suite de l'émersion de dépôts argileux.

Par comparaison avec des études menées sur des sites karstiques proches (Laville *et al.*, 1986), l'étude du remplissage de la salle de la Boue permettrait d'avancer la séquence d'événements suivante :

(i) décolmatage de la salle de la Boue dû à un soutirage majeur à l'origine du chenal ;

(ii) comblement de limons rouges dans le fond du chenal durant sous climat froid et humide (si l'accumulation de fer dans le chenal indique des dépôts de type ferricrète en surface, sa présence dans le karst nous oblige à la considérer comme une période de rhexistasie) ;

(iii) accumulation sableuse correspondant à des dépôts de crue ;

(iv) amélioration des conditions climatiques probablement à l'origine de la formation de spéléothèmes, apparaissant au sommet de l'unité E. Cet enregistrement témoigne également de l'ouverture du système karstique ; ouverture qui permettra un retour à une sédimentation détritique sableuse par des écoulements à courant fort (stratification entrecroisée de l'unité E).

- **La troisième discontinuité** se marque par une surface d'érosion majeure qui a presque fait entièrement disparaître l'unité F et le sommet de l'unité E. Le toit de cette dernière devait arriver au niveau du toit de l'unité D. Au sommet de l'unité E, une stalagmite basculée et corrodée a été découverte. Elle est elle-même en partie recouverte par l'unité F. Cette stalagmite BdCl-51 indique une amélioration des conditions climatiques au sein du stade 6 (SIM6). Recouverte entièrement par l'unité F, la concrétion a été corrodée puis basculée par une séquence d'érosion majeure. L'unité F témoigne d'un ré-ennoiment de la grotte du Bois du Clos, avec des dépôts de décantation d'eau turbide. Le profil géochimique met nettement en évidence de plus fortes proportions de Rb. Les sédiments déposés au-dessus de cette discontinuité ont bien une origine totalement différente de ceux des unités inférieures.

Le biseautage de l'unité F (pente à 33°) indique une érosion par glissement en masse des sédiments déséquilibrant, basculant la stalagmite érodée et déformant la partie sommitale du remplissage sableux dont les figures de sédimentation (pli de compression) de l'unité E peuvent témoigner. L'origine de cette phase d'érosion ne trouve pas d'échos dans la salle des Lacs, située en contrebas de la salle de la Boue, ni dans les autres grottes de la région. La remobilisation en masse de sédiment peut s'expliquer par des coulées de boue consécutives à des crues (Gillieson, 1986 ; Bertran, 1999 ; Ford et Williams, 2007). Cette séquence d'érosion est capitale, car elle révèle un glissement en masse dû probablement à un débouillage local. Le soutirage a dû être brutal. Il est lui-même à l'origine d'un effet barrage, bloquant la connexion avec la salle des Lacs. Son influence est nette, car les dépôts sus-jacents présentent tous un pendage sud de 20° qui contraste avec les dépôts subhorizontaux de l'ensemble inférieur.

- **La quatrième discontinuité** met en contact les unités H, H', I et J. Faisant suite à une longue séquence de dépôts laminés de décantation, elle se marque par un chenal peu profond sur la droite de la coupe et une déformation de la partie sommitale de l'unité I. En effet, l'unité J, constituée de galets mous et plus épaisse sur la partie gauche de la coupe, vient butter contre l'unité I. Les strates horizontales du niveau sableux se déforment progressivement au sommet de la formation. L'origine de cette discontinuité est attribuée à la pression exercée par l'éboulisation gravitaire et le colluvionnement des galets mous. Elle correspond à un processus sédimentaire uniquement local.

5.4. Comparaison avec les données régionales : mise en évidence des forçages climatiques et des effets de site

L'analyse des variations des dynamiques hydrosédimentaires et des hiatus sédimentaires a révélé que l'ouverture et la fermeture du système karstique apparaissent comme des paramètres primordiaux de contrôle de la sédimentation dans la salle de Boue. La comparaison avec d'autres sites proches a permis de discriminer la part des forçages climatiques externes et celle des paramètres internes. L'étude granulométrique, micromorphologique, minéralogique et géochimique a permis de préciser les conditions de transfert sédimentaire dans l'endokarst en discriminant les paramètres locaux et les paramètres régionaux.

Les dynamiques hydrosédimentaires de l'ensemble inférieur correspondent à une remobilisation de dépôts tertiaires mis en place dans un contexte d'ennoiement total de la cavité par décantation due aux battements plus ou moins réguliers des niveaux de la nappe phréatique. Cependant, les sédiments piégés dans le karst profond ne sont pas significatifs des conditions paléoclimatiques et paléoenvironnementales dans lesquelles ils se sont déposés, mais plutôt de celles dans lesquelles ils se sont formés avant leur sédimentation dans le karst profond. Par exemple, il est peu probable que les formations de l'ensemble inférieur se soient mises en place à la fin du Pliocène. En revanche, elles témoignent d'une période de rhexistisie (Erhart, 1956).

Les dépôts tertiaires de surface, formés sous des conditions climatiques chaudes et humides, ont été mobilisés à cause d'une déstabilisation morphologique (dégradation climatique, tectonique) qui a favorisé leur piégeage dans le karst profond par des battements réguliers de la nappe aquifère. Nous n'avons actuellement aucun moyen de préciser la période de mise en place de ces dépôts (absence de pollen, aucun reste de grande faune ou de micromammifères). Mais l'hypothèse d'un enregistrement sédimentaire endokarstique d'une période alternativement froide / humide, froide / sèche et fraîche / humide du Pléistocène inférieur ou moyen est plausible au vu des résultats granulométriques, minéralogiques et géochimiques. Il s'agit de formations massives déposées en régime noyé et issues du soutirage de dépôts fluviaux et lacustres de surface.

Le Pléistocène moyen n'est pas bien reconnu en Charente. Les seules traces ont été reconnues dans la grotte d'Artenac (Delagnes *et al.*, 1999). L'enregistrement sédimentaire par décantation des battements de nappe dans la salle de la Boue et dans la salle des Lacs montre que le système karstique est fermé en amont à tout autre type d'apport sédimentaire. Seule la partie aval du système fonctionne alors par battement de la nappe.

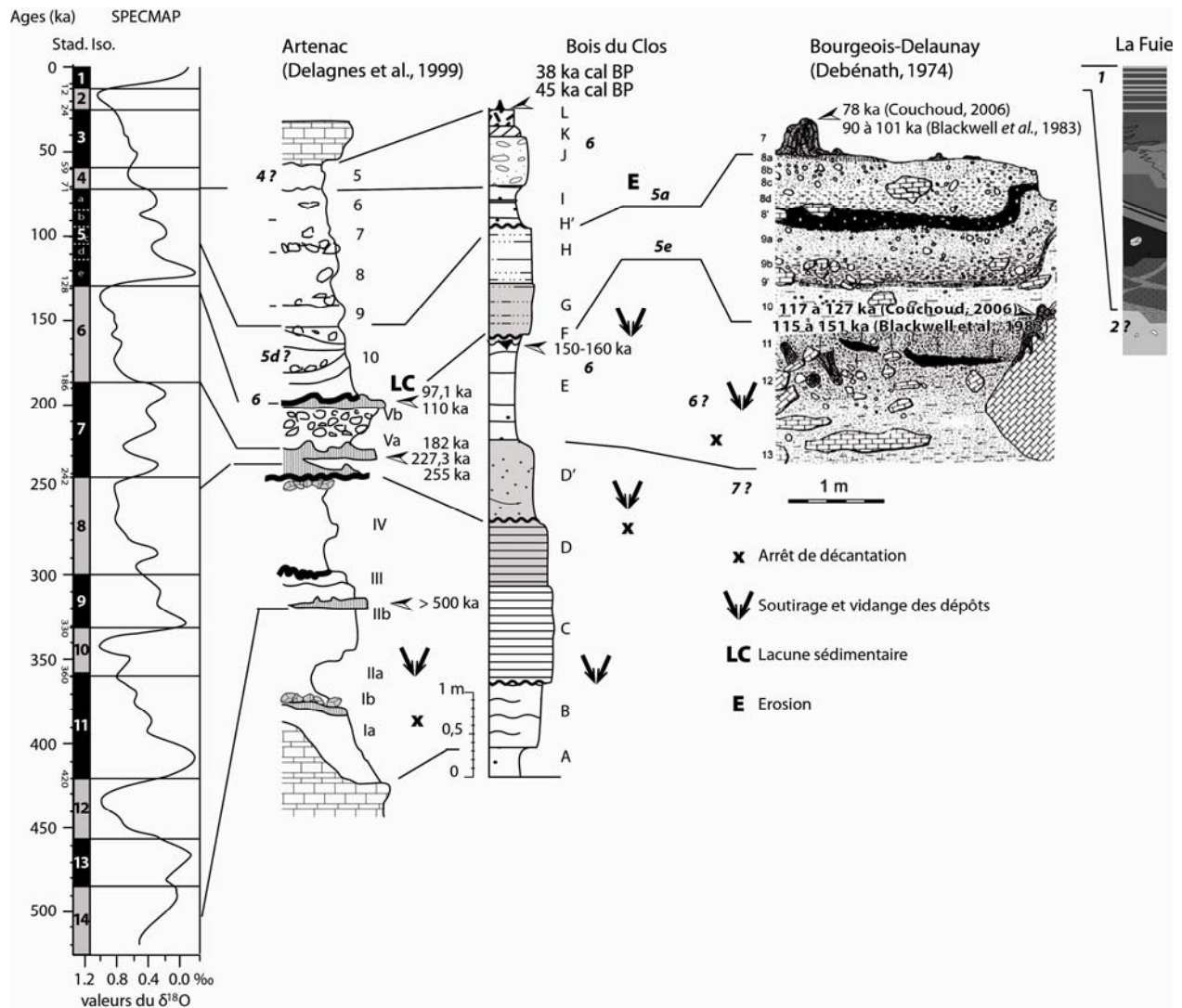


Figure 126 - Synthèse et comparaison des informations chronostratigraphiques des grottes Bourgeois-Delaunay, d'Artenac, du Bois du Clos et de la Fuie.

Le hiatus sédimentaire correspondant au chenal de l'ensemble moyen marque probablement l'ouverture du système karstique amont. Le dénoyage de la cavité suivi par un écoulement dynamique (crues) marque un changement brutal des conditions hydrodynamiques. Ce décolmatage est à mettre en relation avec une amélioration des conditions climatiques de type tempéré / humide. A l'instar de ce qui se passe alors en Périgord-Quercy (Hoffman, 2005) au Pléistocène moyen, les phases d'encassement des cours d'eau dans les principales vallées sont presque achevées. Il est possible d'imaginer qu'en Charente, ces phénomènes érosifs se traduisent par des écoulements fluviaux rapides qui pénètrent dans le karst par des paléopertes débouffées par l'encassement des cours d'eau. Le puissant soutirage enregistré dans la grotte d'Artenac (Delagnes *et al.*, 1999) témoigne de cette phase et pourrait être corrélé au phénomène de chenalisation enregistré dans la salle de la Boue.

Le retour à une sédimentation détritique fine dans le fond du chenal indique un retour à des conditions climatiques plus froides. Cette période se marque par des oscillations de phases froides / sèches et de phases froides / humides. La longue phase sédimentaire sableuse au-dessus est

probablement liée à cette période complexe, mais bien enregistrée en Charente (Debénath, 1974 ; Blackwell *et al.*, 1983 ; Delagnes *et al.*, 1999). L'assèchement de la cavité se marque par la nature limono-argileuse des sédiments et la formation de spéléothèmes au sommet de l'unité E. Elles annoncent une période biostatique caractéristique d'un optimum climatique (fin du stade 6 - stade 5 ?). La stalagmite du plancher inférieur de la grotte Bourgeois-Delaunay datée du SIM 5e (Debénath *et al.*, 1980 ; Couchoud, 2006) témoigne de l'amélioration climatique enregistrée en Charente au cours de l'Eemien, confirmée par l'analyse pollinique (Hocine, 1996). La grotte du Bois du Clos pourrait avoir enregistré les variations paléoclimatiques de la fin du Pléistocène moyen et du début du Pléistocène supérieur.

Mais la surface d'érosion majeure qui entaille les unités F, D et E indique un changement brutal des conditions d'enregistrement sédimentaire. Elle apparaît comme le résultat d'un glissement en masse des sédiments, soutirés par un débouillage ponctuel, localisé probablement dans la salle des Lacs. C'est toute la contrainte géométrique de la salle qui s'en trouve modifiée. Désormais les dépôts qui vont s'accumuler dans la salle de la Boue présente un pendage de 20°, en direction d'un point bas situé au sud. Le débouillage soudain a provoqué *ipso facto* un barrage sédimentaire. Le système karstique se ferme en aval de la salle de la Boue. A partir de ce moment, celle-ci est déconnectée de la salle des Lacs. Cette déconnexion se vérifie à la fois par une différence de faciès sédimentaires. Les dépôts des ensembles moyen et supérieur reconnus dans la salle de la Boue n'apparaissent pas dans le remplissage de la salle des Lacs. De surcroît, la courbe du rubidium augmente brusquement à partir de l'unité G. On a une signature géochimique nette du changement de nature et de provenance des sédiments. Associée au potassium, l'augmentation rapide du rubidium dans la séquence sédimentaire montre que les formations moyennes et supérieures sont associées à une sédimentation de type lacustre avec de forts apports détritiques. Cette nouvelle contrainte endokarstique va permettre l'enregistrement sédimentaire de dépôts laminés, contrôlé par les conditions paléoclimatiques extérieures alternativement froides / humides (SIM 5d, 5c et 5b ?).

Les oscillations du Pléistocène supérieur tendent progressivement vers une péjoration climatique. Dans les autres sites charentais, ce déséquilibre climatique négatif engendre des phénomènes sédimentaires périglaciaires : démantèlement des parois par gélivation des couches 9 à 5 dans la grotte d'Artenac, gélifraction et coulées de boue révélées par les unités 10 à 8 dans la grotte Bourgeois-Delaunay. Les unités G et H sont constituées essentiellement de particules fines détritiques (Sr, Rb, Y, K et Fe). Dès lors la sédimentation de la salle de la Boue n'est plus contrôlée par les battements de la nappe aquifère, mais par un paléolac souterrain.

L'ensemble supérieur débute par un chenal qui incise peu profondément l'unité H sous-jacente. Elle témoigne d'une nouvelle phase d'assèchement de la cavité en liaison avec une amélioration des conditions climatiques externes (Pujol et Turon, 1986 ; SIM 5a ?). Le système karstique amont est encore ouvert. L'incision marquée par le chenal révèle des conditions tempérées / humides. Puis le remplissage du chenal par des dépôts sableux indique une nouvelle dégradation climatique (Pujol et Turon, 1986 ; SIM 4 ? ou transition SIM 4/3 ?). L'ouverture de la partie amont du réseau est attestée par le piégeage dans la galerie de l'Os d'un cheval daté > 51 500 ans BP (non calibré non corrigé, réf. OxA-

10421 LYON-1375, Dujardin et Tymula, 2005). Le Bois du Clos fonctionnait pour quelques temps encore comme un aven piège à l'instar de la grotte d'Artenac.

Finalement la dernière discontinuité entre l'unité I et l'unité J marquerait une fermeture du système karstique aussi à l'amont. La séquence sommitale confirme cette hypothèse. La granulométrie de l'unité J, la composition chimique de l'unité K et la minéralogie de l'unité L révèlent que l'enregistrement des conditions paléoclimatiques est essentiellement sous la dépendance de facteurs topographiques endokarstiques (sédiments autochtones et parautochtones, Renault, 1967-68 ; Quinif, 1994 ; Delannoy, 1997). L'hypothèse plausible est d'y voir une phase froide et humide progressant vers des conditions tempérées (SIM 3) durant laquelle des phénomènes sédimentaires internes (ruissellement, éboulisation gravitaire) dominant. La stalagmite qui scelle le remplissage, datée du SIM 3, confirme la fermeture et l'assèchement de la cavité.

En résumé, bien qu'ayant été largement influencée par les conditions paléoclimatiques et paléoenvironnementales externes, l'analyse combinée granulométrique, minéralogique et géochimique a permis de mettre en évidence la part du site dans les mécanismes hydrosédimentaires : fermeture progressive du réseau, rôle diminuant de la nappe souterraine, déconnexion de la salle de la Boue par rapport à la salle des Lacs en contrebas, contraintes géométriques exercées par la configuration de la salle de la Boue (déboussages, soutirages, pendants de voûte).

Au final, un certain nombre d'informations paléoclimatiques ont pu être tirées de l'étude des dépôts, mais grâce à plusieurs datations ^{14}C et U/Th, un premier calage chronologique devient possible ainsi qu'une comparaison avec la coupe de la salle des Oueds dans la grotte de la Fuie.

6. CHRONOLOGIE COMPAREE DE LA SALLE DES OUEDS ET DE LA SALLE DE LA BOUE

La position des deux remplissages dans leur cavité respective est très différente. Le remplissage étudié dans la salle des Oueds se situe à l'amont du réseau. La complexité du remplissage montre un enregistrement très sensible aux variations hydrodynamiques. L'effet filtrant du karst est donc assez mineur. A l'inverse, la salle de la Boue se situe en aval du réseau, au carrefour de deux axes de galeries. Le site fonctionne comme un entonnoir jouant le rôle de cheminée dans laquelle le battement de la nappe a permis le dépôt d'une séquence de plus de 10 m de puissance durant le Pléistocène moyen et supérieur.

Dans la salle des Oueds (grotte de la Fuie), la base du dépôt (unité a) suggère un âge un peu plus ancien que l'Holocène.

Dans la salle de la Boue, on a vu que la séquence est susceptible de remonter assez loin dans le Pléistocène moyen compte tenu du calage obtenu vers 3 m de profondeur (SIM6). Or le dépôt doit se poursuivre encore sur 8 à 10 m d'épaisseur. Si un terrassement paraît délicat à effectuer sur une hauteur totale de plus de 10 m (risque d'éboulement), des sondages de reconnaissance manuels pourraient être effectués sur quelques mètres à condition d'installer une plate-forme et des palans.

Du point de vue paléoenvironnemental et paléoclimatique, il est possible de proposer une chronologie relative à partir du SIM6 en partant de l'hypothèse que les stades impairs ont de manière générale une nappe phréatique haute et les stades pairs une nappe basse s'accompagnant d'un ravinement. Cependant, dans le cas du stade 6, on aurait les deux comme cela est suggéré dans la grotte de Villars (Wainer *et al.*, 2011) où on a un hiatus dans le concrétionnement entre 156 et 148 ka, période qui pourrait correspondre à une phase de ravinement dans le Bois du Clos.

Par conséquent les grandes phases de ravinement et de soutirage dans la salle de la Boue se situent globalement au moment de l'abaissement général du niveau de la nappe, principalement pendant les périodes de refroidissement-assèchement. Le tableau 22 tente une chronologie relative avant le SIM6 à titre indicatif sachant que la réalité est sans doute plus complexe.

Périodes	Stades isotopiques	Salle des Oueds	Salle de la Boue	Observations
Holocène	SIM 1	Séquence détritique de 3,40 m (absence de concrétion)	Pas de sédimentation connue	Réchauffement climatique Absence de concrétions dans la Fuie (nappe haute)
Pléistocène supérieur	SIM 2	Base de la séquence (unité a) ?	Pas de sédimentation connue	nappe basse
	SIM 3		Stalagmite BDCL-19 (39-46 ka BP) Sédimentation ensemble supérieur	Sédimentation suivi d'un abaissement de la nappe concrétionnement (nappe haute, puis basse)
	SIM 4		Ravinement sommet de l'ensemble moyen	Nappe basse
	SIM 5		Sédimentation ensemble moyen (unités G-H) Pas de concrétion connue	Dépôts lacustres pseudo-varves (nappe haute)
	SIM 6		Ravinement de l'ensemble moyen (unités E-F) Stalagmite BDCL-51 (150-160 ka BP)	Ravinement suivi du concrétionnement (basculement de BdCL-51) (nappe basse)
Pléistocène moyen	SIM 7 ?		Sédimentation (unités D'-E)	Nappe haute
	SIM 8 ?		Ravinement sommet ensemble inférieur	Nappe basse
	SIM 9 ?		Sédimentation (unités D-C)	Dépôt de décantation (nappe haute)
	SIM 10 ?		Ravinement sommet ensemble supérieur	Nappe basse
	SIM 11 ?		Sédimentation ensemble inférieur (unités B-A)	Nappe haute

Tableau 22 - Chronostratigraphie comparée des remplissages de la Fuie (salle des Oueds) et du Bois du Clos (salle de la Boue). Au-dessous du stade SIM6, on propose une chronologie relative.

Conclusion

L'étude morphosédimentaire du remplissage détritique de la grotte du Bois du Clos a permis de mettre en évidence l'influence des différentes contraintes géomorphologiques du site - point bas, cuvettes, barrages constituent autant de pièges sédimentaires - et de la succession des dynamiques hydrologiques - le courant détermine le tri et la distribution des particules - sur l'enregistrement sédimentaire des signaux paléoenvironnementaux et paléoclimatiques. Des études portant sur des sites karstiques de type abri-sous-roche ou porche d'entrée de grottes aboutissent aux mêmes conclusions (Campy, 1990 ; Sordoillet, 1990 ; Ferrier & Kervazo, 1999). Les lacunes sédimentaires, le caractère discontinu de la sédimentation (Campy, 1990 ; Quinif, 1990 ; Ferrier et Kervazo, 1999) et les effets de barrière, de filtre et de piège (Perroux, 2005 ; Lans *et al.*, 2006) liés au milieu souterrain, perturbent les signaux associés aux forçages climatiques externes régionaux. Ainsi, bien que les sédiments détritiques du karst profond représentent un fort potentiel d'informations (enregistrement à haute résolution, faible évolution post-dépôt, relative bonne protection des phénomènes érosifs et pédogénétiques), leur étude est limitée par les lacunes sédimentaires et parfois par l'absence de datations précises. Ces limites peuvent être dans certains cas palliées grâce aux datations OSL (*Optically Stimulated Luminescence*) ou par des mesures de nucléides cosmogéniques radioactifs (^{10}Be et ^{26}Al).

Les changements hydrologiques peuvent être conditionnés par l'évolution particulière du site endokarstique en lui-même (phénomènes de soutirage des points bas, ouverture de pertes en surface liée à des effondrements des galeries supérieures et du toit de la cavité...). Dans le cas présent, les soutirages, ravinements et barrages sédimentaires qui se sont produits dans la salle de la Boue ont contribué à l'isoler de la salle des Lacs dont la sédimentation est essentiellement contrôlée par les battements de la nappe karstique. L'évolution géomorphologique du site a donc conditionné la sédimentation et, de fait, les informations paléo-environnementales archivées.

Les notions d'effet de site et de piège montrent l'importance de croiser les analyses et les angles d'approche. Dans notre étude, l'analyse géochimique a été un apport important. La fluorescence RX a permis de mieux caractériser les dépôts sédimentaires et les conditions de sédimentation en complément de l'approche classique. Même si elle ne permet pas de combler certaines lacunes, elle a permis de mettre en évidence la fin de l'influence du battement de la nappe karstique dans la salle de la Boue grâce à la détection de l'élément Rb. Elle a aussi permis de révéler les conditions très particulières de sédimentation de l'unité K grâce à la corrélation du Ca avec la sédimentation de débris calcaires fantômisées. Ainsi, l'analyse géochimique peut apporter une interprétation plus fine que les autres techniques classiques sédimentologiques. Les résultats géochimiques montrent que Ti, Zr, K et Rb sont de bons marqueurs d'apports d'éléments détritiques très fins (bonne corrélation avec la granulométrie et la minéralogie). Enfin, l'anti-corrélation Fe / Si est bien corrélée à la granulométrie. Ces résultats sont similaires à d'autres études portant sur des milieux lacustres (Wien *et al.*, 2005 ; Croudace *et al.*, 2006 ; Cuyen *et al.*, 2010 ; Kylander *et al.*, 2011). Couplée avec des datations (pollen, diatomées, spéléothèmes...), l'utilisation de la géochimie devrait devenir un outil d'analyse capital.

Conclusion générale

Dans « Hommage à Jean Nicod » (Salomon et Maire ed., 1992), M. Julian (1992) regrettait « *une pénurie de perspectives théoriques pour guider la recherche* ». Il ne pouvait pas si bien dire. En effet, après les découvertes faites en Belgique par l'équipe de Yves Quinif sur la relation fantôme de roche / spéléogénèse synthétisée dans un ouvrage récent (Quinif, 2010), le rôle de la théorie de la fantômisatation est en train de renouveler en profondeur l'explication de la karstification et les perspectives de recherches et de découvertes d'abord dans le domaine de la spéléo-karstologie et sans doute ultérieurement dans le domaine de la géomorphologie *s.l.* C'est donc avec ce regard neuf que nous avons tenté d'aborder, non sans difficulté, le paysage karstique charentais, ses grottes labyrinthiques et ses remplissages *a priori* peu attirants. La théorie de la fantômisatation allait se transformer en une série d'observations et de faits avérés, vérifiés et commentés *in situ* avec d'autres chercheurs.

1. LA FANTOMISATION, UN NOUVEAU PARADIGME EN KARSTOLOGIE, HYDROGEOLOGIE ET GEOMORPHOLOGIE

Cette nouvelle explication du karst de la Rochefoucauld ouvre de nouvelles directions de recherches pluridisciplinaires et elles étayent encore plus l'importance de ce concept en hydrogéologie des réservoirs noyés. Ainsi l'aquifère géant de la Touvre apparaît désormais comme un modèle d'aquifère poreux semi-karstique en cours de vidange des fantômes de roche selon un processus « d'érosion régressive » principalement depuis la Touvre. Ce type très original d'érosion régressive interne bénéficie ici d'une forte énergie hydraulique, combiné avec la formation de réseaux labyrinthiques au niveau de la tranche de fluctuation de la surface piézométrique visible dans plusieurs cavités, dont la grotte de La Fuie et la grotte du Bois du Clos.

Le système poreux isovolume de la Touvre est donc « attaqué » de tous côtés, principalement par l'aval comme dans le cas expérimental de la grotte Quentin en Belgique où l'on voit l'eau sortir de la roche en place (Quinif, 2010 ; Quinif et Maire, 2010), mais aussi depuis les pertes amont et les grottes labyrinthiques situées en position intermédiaire. Cette corrélation entre modèles expérimentaux en carrières (induits par le rabattement rapide de la nappe) et modèles du type Touvre permet de mieux comprendre les processus en cours dans des systèmes évoluant à l'échelle géologique. Dès lors on mesure l'incidence que peuvent produire les déstabilisations liées aux activités humaines en termes de génie civil (effondrements), d'évaluation et de protection de la réserve en eau potable.

Parmi d'autres perspectives de recherche sur la spéléogénèse et la fantômisatation, l'étude des turbides de la résurgence de la Touvre est nécessaire en complément des observations faites dans les réseaux sur le transport des particules carbonatées qui sont fragiles mécaniquement et chimiquement (*infra* : imagerie chimique).

L'étude pétrographique menée au sein de ce travail est exploratoire et beaucoup reste à faire. Caroline Dubois (Université de Mons), sous la direction de Yves Quinif, commence une recherche approfondie sur la pétrographie des fantômes de roche à partir de plusieurs exemples, notamment en France (Charente, Gironde, Saône-et-Loire). Des transects très précis effectués par carottages et par prélèvements sur les fronts de carrière doivent permettre de montrer la progression de l'altération depuis les épontes saines, les auréoles d'altération et le cœur altéré qui dessine des cavités préfigurés (le pseudoendokarst) dont le « Pic à glace » dans le Hainaut constitue l'exemple éponyme étudié dans la thèse de Anne Vergari (1996), effectuée sous la direction d'Yves Quinif. Sensiblement à la même époque Joël Rodet (1996) avait observé en détail le labyrinthe d'altération de la Mansonnière dans la craie du Bassin de Paris et avait déjà souligné la relation avec un nouveau type de drainage karstique.

Cela prouve que la recherche avance pas à pas et doit reposer sur de multiples exemples de terrain, avant d'être ensuite analysés plus en détail en laboratoire.

Aujourd'hui les perspectives sont également importantes au niveau de la compréhension du lent processus de fantômisation qui fait intervenir très probablement une activité biochimique d'origine bactérienne très particulière dont on perçoit les indices en pétrographie, avec des reprises ultérieures pour l'activité des sidéro-bactéries et des mangano-bactéries. Les sciences de la vie sont donc conviées avec les géosciences pour remonter dans le temps long géologique afin de comprendre le processus de « porose » de la roche carbonatée. Mais d'autres études montrent que la fantômisation s'applique aussi à d'autres terrains comme les grès, les quartzites, les micachsistes, les gneiss, les granites (Willems, 2000). C'est aussi le cas pour les roches ultrabasiques de Nouvelle Calédonie qui engendrent des reliefs karstiques, mais aussi des processus d'épigenèse, le nickel s'installant dans les zones fantômisées (Trescases, 1975). Il s'agit donc d'une problématique très complexe qui touche aussi la genèse de certains gisements métalliques. A ce titre, les géologues miniers et les géologues pétroliers ont été confrontés très souvent au processus de fantômisation, mais ils n'ont pas fait la relation que certains karstologues font aujourd'hui entre le processus et la morphologie obtenue en spéléogenèse et morphogenèse. Par contre ils disposent de multiples descriptions sur le phénomène. Comme le disait Laurant Bruxelles (2002), c'est à une véritable « chasse aux fantômes » qu'il faut désormais se livrer pour trouver les indices dans les grottes et ailleurs.

Désormais, il faut reprendre la paléogéographie et l'histoire géologique pour identifier les périodes d'altération en condition de faible émergence, avec potentiel hydraulique faible et influence de la nappe phréatique. On constate alors que nombre de régions sont impliquées, notamment pour les plates-formes carbonatées et gréseuses. Il serait donc opportun désormais de multiplier les études de cas, car un nouveau paradigme ne s'impose pas d'emblée, il faut une accumulation d'exemples.

2. APPORTS EN GEOMORPHOLOGIE, PALEOENVIRONNEMENT ET PALEOCLIMATOLOGIE

Les retombées au niveau de la paléoclimatologie et de l'archéologie sont appréciables. En effet, on observe qu'il est nécessaire de poursuivre les corrélations entre remplissages détritiques, spéléothèmes et séquences associant les deux, afin de préciser le fonctionnement des paléoenvironnements régionaux et les conséquences en paléoclimatologie. A ce titre, on peut combiner les études des archéologues et celles effectuées par les paléoclimatologues, en l'occurrence par D. Genty (LSCE) et son équipe sur les stalagmites de la grotte de Villars en Dordogne qui est devenue un laboratoire souterrain emblématique qui donne un cadre paléoclimatique régional précis à propos des paléotempératures et du calage chronologique par datations radiométriques. Dans un tel contexte, on s'est aperçu que les travaux sur les dépôts détritiques en milieu endokarstique constituent une contribution complémentaire afin de croiser les résultats, les méthodes et les expériences.

A titre d'exemple et de perspective de recherche, l'étude conjuguée des spéléothèmes anciens situés dans les niveaux de grottes en relation avec les terrasses fluviales étagées et l'encasement des cours d'eau (Bandiat, Tardoire, Bonnieure) est une direction importante en paléoclimatologie et géomorphologie. Le meilleur cas est fourni par les grottes de Rancogne qui ont enregistré probablement toute l'histoire quaternaire régional en fonction de la lente surrection du bassin de la Touvre suite à l'épirogenèse pyrénéenne d'âge plio-quaternaire. Les datations radiométriques par la technique U/Pb seront sans doute nécessaires pour aller au-delà de la limite de la méthode U/Th (350-400 ka). La comparaison entre les planchers bien conservés des niveaux supérieur (+ 27 m) et sous-jacent (+ 9 m) sont une opportunité pour retracer cette histoire régionale (figure 127).

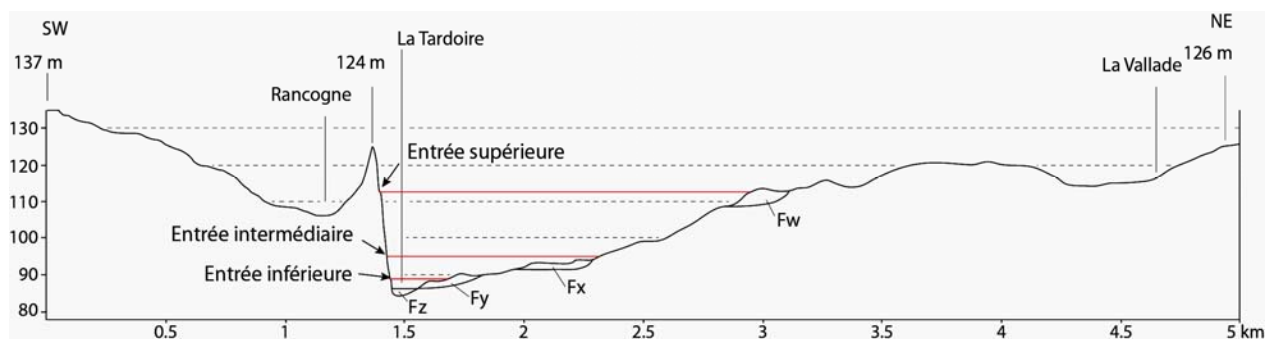


Figure 127 - Relations altitudinales entre les niveaux de grottes (+ 2 m, + 9 m, + 27 m) de Rancogne et les niveaux replats de terrasses étagées plio-quaternaires de la vallée de la Tardoire (Fy, Fx et Fw). Les pertes actuelles se situent dans le lit actuel au niveau de Fz. La datation des concrétions relevées dans les niveaux intermédiaire et supérieur permettrait de proposer une chronologie de l'encasement des vallées ou encore de mesurer l'impact de la tectonique et de l'épirogenèse plio-quaternaire.

Ce type d'approche a déjà été exploré par S. Jaillot *et al.* (2002) dans la partie orientale du Bassin Parisien. La méthode U/Th sur les spéléothèmes s'avère être un excellent complément de la méthode par paléomagnétisme sur les sédiments détritiques pour caler les phases d'évolution plio-quaternaires (Audra *et al.*, 2001).

Parallèlement à l'exemple de Rancogne, il serait souhaitable d'analyser également plus étroitement la relation entre morphogenèse et encaissement des vallées. Ainsi le plateau de St-Mary, masqué par le couvert forestier, est en relation directe avec l'abaissement du niveau de la vallée de la Bonnieure. Ce sont les pertes de la rivière, en relation avec le battement de la nappe, qui ont sans doute vidé les zones fantômisées, provoquant ainsi une remontée des trémies de collapse vers la surface et une aspiration de la couverture tertiaire (entonnoirs de soutirage). On a vu que ce processus est incipient dans le cadre du réseau de la Fuie dans lequel les trémies de collapse, observées depuis l'intérieur de la cavité (chap. 3), n'affectent pas encore la surface en raison de la jeunesse de la grotte.

Dans le cas des grandes dolines d'effondrement de la Forêt de la Braconne associées avec les grottes labyrinthiques, des questions importantes se posent encore. Autant la genèse des réseaux est bien comprise, autant ces grands avens restent en partie une énigme dans le contexte régional. En effet, toutes les grottes connues ne donnent pas accès à de grands vides souterrains. On pourrait être en présence de cavités tertiaires provenant de la colaescence de zones altérées évidées dont le plafond s'est ensuite écroulé suite à l'érosion-dissolution de la surface du plateau. Tous les grands avens connus sur la planète résultent d'une compétition entre l'évolution mécanique des voûtes d'un vide hypogé (puits, salles) et l'érosion-dissolution superficielle. Ce processus aboutit à des grottes décapitées décrites maintes fois dans la littérature comme dans les Pyrénées occidentales et les massifs méditerranéens où il existe de véritables affleurements de spéléothèmes suffisamment importants pour être qualifiés d'affleurements géologiques comme sur le sommet du Belchou dans les Arbailles (Vanara, 2000) ou sur le massif de la Pierre Saint-Martin (Maire, 1990). On mesure ici que l'outil spéléothème, à Rancogne comme dans les affleurements de montagne, pourrait constituer un moyen pour remonter plus loin dans le temps à condition de disposer d'un concrétionnement qui n'ait pas subi trop d'altération et/ou de diagenèse (recristallisation) responsable d'une ouverture du système géochimique.

3. L'APPORT DE L'IMAGERIE CHIMIQUE PAR MICRO-XRF

Les travaux menés au cours de cette thèse, dans le cadre du programme ANR Climanthrope sur l'effet de site en grotte, ont bénéficié des méthodes d'analyses et d'imageries chimiques par fluorescence X (Core Scanner et micro-XRF). Les profils géochimiques ont permis de mettre rapidement en évidence l'évolution des éléments chimiques principaux sur les séquences de la Fuie et de la salle de la Boue. Si (20-80 %) et Al (10-23 %) sont les deux éléments dominants à cause de l'abondance des argiles (silicates d'alumine) et du quartz (SiO_2). On peut y ajouter Fe (5-45 %) en raison des argiles ferrugineuses et des grains de cuirasses remaniés, puis Mn (1-9 %) et K (2-10 %). Le cortège de minéraux socle en provenance de la couverture tertiaire occasionne la présence importante de Ti (1-7 %), de petits pics de Zr (5 %), suivi par Y (max 0,28 %), Rb (max 0,16 %) et Sr (max 0,16 %).

La co-localisation de P et Ca n'a pas été clairement expliquée, sachant que P reste à des concentrations inférieures à 0,2 % alors que Ca peut atteindre 50 %. La co-localisation de Ca et Sr est différente. On sait en cristallographie que CaCO_3 contient souvent Sr à des taux pouvant atteindre

jusqu'à 1 à 2 % dans le cas de l'aragonite et 0,04-0,1 % pour la calcite qui a une maille cristalline rhomboédrique moins grosse que la maille orthorhombique de l'aragonite (Ortega *et al.*, 2005). On a vu que Ca (CaCO₃) est localement très abondants car il représente une remobilisation de poudre de roche altérée liée à la fantômisation. C'est le ressuage des conduits qui a provoqué ce type de processus et c'est grâce à la cartographie chimique qu'il a été possible d'attirer l'attention sur ce phénomène remarquable.

En effet, on prend conscience ici de l'importance des preuves apportées par l'imagerie chimique μ -XRF dans l'identification de niveaux carbonatés au sein de l'ensemble supérieur de la salle de la Boue. Cette remobilisation de particules carbonatées micrométriques (calcite) s'est effectuée dans un contexte proximal par des courants très lents qui ont arraché la roche altérée, permettant son dépôt quasiment sur place. Ce type d'enregistrement très original montre la pertinence de l'étude des remplissages détritiques souterrains couplée à la méthode μ -XRF car elle peut apporter des éléments imprévus à propos d'une autre problématique. On réalise l'importance des recherches de terrain combinées aux analyses non destructives de laboratoire dans une perspective transdisciplinaire.

Soulignons enfin que la « chasse aux fantômes » dans les grottes dont la physionomie suggère une spéléogénèse par évacuation des zones altérées se heurte à une difficulté. Quand l'eau a évacué les altérites carbonatées, les traces directes sont tenues. Les formes pariétales ne sont pas une preuve suffisante, ni même la physionomie générale, ni encore les galeries en culs de sac. Certes ce sont de fortes présomptions, mais qui ne peuvent convaincre ceux et celles qui n'ont pas observé une grotte en train de former par évacuation du pseudo-enkarst par érosion régressive comme dans le modèle de la grotte Quentin en Belgique (Quinf, 2010). Voilà pourquoi la découverte de niveaux de roches fantômisées désagrégés dans le remplissage de la Boue est un indice fort qui complète les analyses pétrographiques et minéralogiques effectuées sur de multiples échantillons de roches plus ou moins altérées en surface comme en profondeur.

Technique non destructive, l'imagerie chimique par μ -XRF sur les spéléothèmes et les remplissages détritiques, mais aussi sur les roches altérées, est donc une méthodologie qu'il est nécessaire de développer pour aider à mieux caractériser roches, sédiments et concrétions car elle permet aussi l'analyse quantitative des éléments cartographiés.

4. CONSEQUENCES EN HYDROGEOLOGIE KARSTIQUE ET EN RECHERCHE APPLIQUEE

Les analyses des courbes de récession de certains aquifères carbonatés montrent des coefficients de tarissement très faibles qui suggèrent un degré de karstification faible. C'est ce que D. Rouiller (1987) annonce avec raison pour le bassin de la Touvre, mais sans en connaître la raison. La réponse est apportée par les observations et analyses effectuées en carrière, dans les forages et les cavités qui attestent la fantômisation des calcaires jurassiques.

Désormais il faudrait revoir de manière conjointe la paléogéographie de chaque région étudiée et l'analyse des courbes de récession des émergences afin d'examiner la relation de cause à effet entre l'état de la karstification (en relation éventuelle avec le processus de fantômisation) et le coefficient

de tarissement. En effet, dans d'autres exemples célèbres comme la Torcal de Antequera (Malaga, Espagne), il est dit explicitement que « *The La Villa spring is an extreme case as far as a karst aquifer is concerned, with very homogenous characteristics reminiscent of a porous intergranular aquifer* » (Padilla *et al.*, 1994). Cette conclusion rejoint donc le diagnostic de D. Rouiller pour le bassin de la Touvre.

Le récent congrès international de l'ISKA (International Symposium on Karst) effectué précisément à Malaga a regroupé 60 % des communications en hydrogéologie (Andreo *et al.* Ed., 2010). Cependant aucune n'envisage le processus de fantômisaiton pour expliquer la nature des réservoirs mal karstifiés considérés comme des aquifères poreux à l'instar de l'exemple du bassin d'Antequera. La formule de Maillet utilisée depuis longtemps pour analyser les courbes de récession a été élaborée à partir des aquifères poreux qui libèrent des « réserves régulatrices » au moment du tarissement en régime non influencé (Castany, 1963). Cette formule reprise notamment par A. Mangin (1975) pour les aquifères karstiques est importante car elle souligne bien l'état de la karstification, c'est-à-dire l'état d'organisation du système des conduits et microconduits. Or, on constate que les aquifères carbonatés à décrue rapide suivie par une courbe de tarissement à coefficient très bas sont un indicateur important de mauvaise karstification. Dans ce cas, et depuis la découverte du processus de fantômisaiton relié à la spéléogenèse, il faut vérifier si on a affaire à un aquifère poreux de type fantômisé comme dans le bassin de la Touvre.

Les conséquences sont donc considérables pour une meilleure compréhension de la karstification des plates formes carbonatées ayant connu dans leur histoire géologique des périodes longues et favorables à l'altération biochimique. Un vaste champ d'investigation se présente comme le souligne Y. Quinif (2010) à la fin de son ouvrage pour inventorier et apporter des précisions. Cette thèse se veut une nouvelle pierre apportée à cette démonstration à partir d'un exemple remarquable.

Bibliographie

- ANDREO B., CARRASCO F., DURAN J.J., LAMOREAUX J.W., Editors, 2010 - Advances in Research in Karst Media. Springer, Berlin Heidelberg, 525 p.
- ANTHONY D.M., & GRANGER D.E., 2004 - A Late Tertiary origin for multilevel caves along the western escarpment of the Cumberland Plateau, Tennessee and Kentucky, established by cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be . *Journal of Cave and Karst Studies*, **66**, 46-55.
- ANTOINE P., ROUSSEAU D.-D., MOINE O., KUNESCH S., HATTE C., LANG A., TISSOUX H., & ZÖLLER L., 2009 - Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany. *Quaternary Science Reviews*, **28** (25/26), 2955-2973.
- Association de Recherches Spéléologiques de La Rochefoucauld, 1988 - Cavernes de Charente. *Karstomania*, **6**, 46 p.
- Association de Recherches Spéléologiques de La Rochefoucauld, 1988 - Pertes. *Karstomania*, **14**, 28 p.
- ASTRUC J.-G., 1988 - Le paléokarst quercynois au Paléogène, alterations et sédimentations associées. *Documents du BRGM*, **33**, 135 p.
- ATKINSON T.C., HARMON R.S., SMART P.L., & WALTHAM A.M., 1978 - Paleoclimatic and geomorphic implications of $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates on speleothems from Britain. *Nature*, **272** (5648), 24-28.
- AUBERT G., GUILLEMIN C., & PIERROT R., 1978 - Précis de minéralogie. Masson, BRGM, Paris, 335 p.
- AUDRA P., 1994 - Karsts alpins. Genèse de grands réseaux souterrains. Exemples : le Tennengebirge (Autriche), l'Île de Crémieu, la Chartreuse et le Vercors (France). *Karstologia Mémoires*, **17**, 279 p.
- AUDRA P., 1995 - Signification des remplissages des karsts de montagne. Quelques clés à l'usage des spéléologues. *Karstologia*, **25**, 13-20.
- AUDRA P., CAMUS H., & ROCHETTE P., 2001 - Le karst des plateaux jurassiques de la moyenne vallée de l'Ardèche : datation par paléomagnétisme des phases d'évolution plio-quadernaires (aven de la Combe Rajeau). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **172** (1), 121-129.
- AUDRA P., d'ANTONI-NOBECOURT J.-C., & BIGOT J.-Y., 2010 - Hypogenic caves in France. Speleogenesis and morphology of the cave systems. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **181** (4), 325-333.
- AUDRA P., 2010 - Grottes et karsts de France. *Karstologia Mémoires*, **19**, 360 p.
- BAKER A., GENTY D., DREYBRODT W., BARNES W.L., MOCKLER N.J., & GRAPES J., 1998 - Testing theoretically predicted stalagmite growth rate with Recent annually laminated samples: Implication for past stalagmite deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62** (3), 393-404.
- BAMBIER A., CAPDEVILLE J.-P., CARIOU E., FLOC'H J.-P., GABILLY J., & HANTZBERGUE P., 1983 - Carte géologique de la France au 1/50 000, La Rochefoucauld. Feuille XVIII-31, BRGM, Orléans. Notice, 30 p.
- BASTIN B., 1976 - Etude palynologique des couches E2, D et Bs de la grotte de Fontéchevade (Charente). *Bulletin de la Société Royale Belge d'Anthropologie et de Préhistoire*, **87**, 15-27.
- BASTIN B., 1990 - L'analyse pollinique des concrétions stalagmitiques : méthodologie et résultats en provenance des grottes belges. *Karstologia Mémoires*, **2**, 3-10.
- BATTIAU-QUENEY Y., 1993 - Le relief de la France. Coupes et croquis. Masson, Paris, 252 p.

- BELLOT-GURLET L., 1998 - Caractérisation par analyse élémentaire (PIXE et ICP-MS/-AES) d'un verre naturel : l'obsidienne. Application à l'étude de provenance d'objets archéologiques. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble 1, 298 p.
- BERTRAN P., 1999 - Dynamique des dépôts de la grotte Bourgeois-Delaunay (La Chaise-de-Vouthon, Charente) : apport de la micromorphologie. *Paléo*, 11, 9-18.
- BERTRAN P., 2005 - Stratigraphie du site des Peyrugues (Lot). Une coupe de référence pour le dernier pléniglaciaire en Aquitaine. *Quaternaire*, 16 (1), 25-44.
- BERTRAN P., CANER L., LANGOHR R., LEMEE L., & D'ERRICCO F., 2008 - Continental palaeoenvironments during MIS 2 and 3 in southwestern France: the La Ferrassie rockshelter record. *Quaternary Science Reviews*, 27, 2048-2063.
- BETARD F., 2007 - Montagnes humides au cœur du Nordeste brésilien semi-aride : le cas du massif de Baturité (Ceará). Apports d'une approche morphopédologique pour la connaissance et la gestion des milieux. Thèse de Doctorat, Université de Paris 4 - Sorbonne, 442 p.
- BIGOT J.Y., 2010 - Les grottes-labyrinthes du karst de La Rochefoucauld (Charente). Actes de la dix-neuvième Rencontre d'Octobre, Saint-Laurent-en-Royans, 10 - 11 octobre 2009, S. C. Paris édit., 19, 29-34.
- BLACKWELL B., SCHWARCZ H.P., & DEBÉNATH A., 1983 - Absolute dating of hominids and paleolithic artefacts from the cave of La Chaise-de-Vouthon (Charente), France. *Journal of Archaeological Science*, 10 (6), 493-513.
- BLACKWELL B., PORAT N., SCHWARCZ H.P., & DEBENATH A., 1992 - ESR dating of tooth enamel: comparison with $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ speleothem dates at La Chaise-de-Vouthon (Charente), France. *Quaternary Science Reviews*, 11, 231-244.
- BLANC J.-J., 2005 - La croissance des spéléothèmes : un enregistrement climatique à haute résolution, analyses d'images, périodes passées et futures, essais d'interprétation. *L'Anthropologie*, 109 (2), 215-248.
- BLANCHET C., 2006 - Variabilités climatique et océanique du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. Propriétés magnétiques et géochimiques des sédiments de la marge Nord-Ouest américaine subtropicale. Thèse de Doctorat en Sciences, Université d'Aix-Marseille 3 - Paul Cézanne, 292 p.
- BLAVOUX B., MUDRY J., & ROUILLER D., 1988 - Identification des eaux d'infiltration diffuse et concentrée dans l'écoulement d'une source karstique. Exemple de la Touvre et de la Lèche (Angoulême, Charente). In: 4e Colloque d'hydrologie en pays calcaire, Besançon, septembre 1988. *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon, Géologie, Mémoire hors-série*, 6, 83-90.
- BÖGLI A., 1980 - *Karst hydrology and physical speleology*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg & New York, 284 p.
- BÖNING P., BARD E., & ROSE J., 2007 - Toward direct, micron-scale XRF elemental maps and quantitative profiles of wet marine sediments. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8, Q05004, doi:10.1029/2006GC001480.
- BONNIN J., & SEGUIN M., 1982 - Définition des mesures à prendre pour la protection éloignée des sources de la Touvre. Etude hydrogéologique. BRGM Poitou-Charentes et Hydro-Invest, Rapport n° 82SGN502POC, 41 p.
- BOURGUEIL B., MOREAU P., & VOUVE J., 1970 - Carte géologique de la France au 1/50 000, Angoulême. Feuille XVII-32, BRGM, Orléans. Notice, 20 p.
- BOUT P., 1967 - Observations sur le Villafranchien d'Auvergne et du Velay : Compte rendu de l'excursion de l'A.F.E.Q. du 19 au 22 mai 1966. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 4 (1), 3-64.
- BRETON J.-F., ARRAMOND J.-C., COQUE-DELHUILLE B., & GENTELLE P., 1998 - Une vallée aride du Yémen antique. Le Wâdî Bayhân. Editions Recherche sur les Civilisations (ADPF), Paris, 249 p.
- BRGM, 1996 - Synthèse hydrogéologique de l'aquifère infra-Toarcien en région Poitou-Charente. Rapport n° 95D403, 71 p.

- BRUXELLES L., 2001 - Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central : Causes de l'Hospitalet et de la Campestre (Aveyron, Gard, Hérault). Evolution géomorphologique, conséquences géologiques et implications pour l'aménagement. Thèse de Doctorat, Université d'Aix-en-Provence, 266 p.
- BRUXELLES L., & BRUXELLES S., 2002 - La chasse aux fantômes. Utilisation d'un nouveau concept de spéléogénèse dans la recherche de cavités. *Spelunca*, **88**, 14-20.
- BRUXELLES L., SIMON-COINÇON R., GUENDON J.-L., & AMBERT P., 2007 - Formes et formations superficielles de la partie ouest du Causse de Sauveterre (Grands Causses, Aveyron et Lozère). *Karstologia*, **49**, 1-14.
- BURGEAP., 1978 - Reconnaissances hydrogéologiques dans les vallées de la Tardoire et de la Bonnière. Etude réalisée par la DDAF de la Charente. Rapport n° R.280-E.571, 20 p.
- BURGEAP., 1979 - Reconnaissances hydrogéologiques dans les vallées de la Tardoire, de la Bonnière et du Bandiat. Etude réalisée par la DDAF de la Charente. Rapport n° R.363-E.722, 24 p.
- BURGEAP., 1980 - Etude hydrogéologique de la région karstique de La Rochefoucauld (Charente). Etude réalisée par la DDAF de la Charente. Rapport n° R.393-E.815, 28 p.
- BURGEAP., 1981 - Etude et reconnaissances hydrogéologiques en vue de renforcer l'alimentation en eau potable du syndicat des basses vallées de la Tardoire et de la Bonnière et de la commune de Saint-Sornin. Etude réalisée par la DDAF de la Charente. Rapport n° R.428-E.899, 74 p.
- BUSSART P., 1991 - La grotte du Bois du Clos. *Karstomania*, **16**, 44 p.
- CACHO, I., GRIMALT, J. O., PELEJERO, C., CANALS, M., SIERRA, F., FLORES, J. A., & SHACKLETON, N. J., 1999 - Dansgaard-Oeschger and Heinrich events imprints in Alboran Sea temperatures. *Paleoceanography*, **14**, 698-705.
- CAILLEUX A., & TRICART J., 1959 - *Initiation à l'étude des sables et des galets*. Centre de Documentation Universitaire, Paris, 376 p.
- CALLOT G., 1971 - Etude pédologique du bassin de la Charente non-domaniale. I.N.R.A. S.E.S., Montpellier, 195 p.
- CALLOT G., 1975 - Carte pédologique de la France à moyenne échelle : Angoulême H-16 au 1/100 000. I.N.R.A., Montpellier. Notice, 171 p.
- CALLOT G., 1976 - Analyse d'un système géo-pédologique régional. Etude sédimentologique et cartographique des sols et formations superficielles sur plate-forme calcaire peu déformée. Région Nord-Aquitaine. I.N.R.A. S.E.S., Montpellier, 107 p.
- CALLOT Y., 1978 - A propos des karsts ardéchois. Thèse de 3^{ème} cycle, Reims.
- CAMPY M., 1990 - L'enregistrement du temps et du climat dans les remplissages karstiques : l'apport de la sédimentologie. *Karstologia Mémoires*, **2**, 11-22.
- CAMPY M. ET MACAIRE J.-J., 1989 - Géologie des formations superficielles. Géodynamique, faciès, utilisation. Masson, Paris, 433 p.
- CAMUS H., 2003 - Vallées et réseaux karstiques de la Bordure carbonatée sud cévenole. Relations avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 3, 757 p.
- CANER L., 2011 - *Phyllosilicates des sols : de l'identification à la quantification*. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Poitiers, Poitiers, 146 p.
- CANTILLANA R., QUINIF Y., & MAIRE R., 1986 - Uranium-Thorium dating of stalagmites applied to study the Quaternary of the Pyrenees (France): the example of the "gouffre de la Pierre Saint-Martin". *Chemical Geology*, **57**, 137-144.
- CASSOUDEBAT M., & PLATEL J.P., 1976 - Sédimentologie et paléogéographie du Turonien de la bordure septentrionale du Bassin aquitain. Bulletin du BRGM, 2^e série, section 1, n° 2, 85-102.
- CASTANY G., 1963 - Traité pratique des eaux souterraines. Dunod, 658 p.

- CASTERET N., 1939 - Une enquête hydro-spéléologique sur la Touvre 1936-1937. *Les Etudes locales, Bulletin mensuel de l'inspection académique de la Charente*, X
- CAVILLE A., 1960 - Les argiles des grottes. Introduction à l'étude des sédiments souterrains. *Annales de Spéléologie*, 15 (2), 83-400.
- CHABERT C. (s.d.), 1981 - Les Grandes Cavités Françaises. Inventaire raisonné. Fédération Française de Spéléologie, Lyon, 152 p.
- CHALINE J., 1985 - Histoire de l'homme et des climats au Quaternaire. Doin éd., Paris, 366 p.
- CHASE P.G., DEBENATH A., DIBBLE H.L., MCPHERRON S.P., SCHWARCZ H.P., STAFFORD T.W., & TOURNEPICHE J.-F., 2007 - New dates for the Fontéchevade (Charente, France) *Homo* remains. *Journal of Human Evolution*, 52, 217-221.
- CHOPPY J., 1995 - Conditions structurales des karsts artésiens. *Karstologia*, 25, 35-40.
- CLEMENT F., & GARDET S., 2009 - RN 141 Déviation de Chasseneuil. Reconnaissance de cavités naturelles sous chaussée et appréciation du risque karstique. Dunod, CETE du Sud-Ouest, Laboratoire Régional de Bordeaux, rapport interne, 21 p.
- CLET M., & HUAULT M.-F., 1987 - Les dépôts lagunaires du Reuvérien dans les argiles de la Londe (Normandie, France). *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 24 (4), 195-202.
- COJAN I., & RENARD M., 2006 - Sédimentologie. Dunod, Paris, 444 p.
- COLE J.M., NIENSTEDT J., SPATARO G., RASBURY E.T., LANZIROTTI A., CELESTIAN A.J., NILSSON M., & HANSON G.N, 2003 - Phosphor imaging as a tool for in situ mapping of ppm levels of uranium and thorium in rocks and minerals. *Chemical Geology*, 193, 127-136.
- COLIN J.P., EL-ALBANI A., FURSICH F.T., MARTIN-CLOSAS C., MAZIN J.M., & BILLON-BRUYAT J.P., 2004 - Le gisement "Purbeckien" de vertébrés de Cherves-de-Cognac, Charente (SW France) : nouvelles données biostratigraphiques. *Comptes rendus Palevol*, 3, 9-16.
- COLONGE D. (s.d.), 2009 - Déviation RN 141 La Rochefoucauld (Poitou-Charentes, Charente, Saint-Projet, Saint-Constant, Rivières, Taponnat-Fleurignac). Rapport final de diagnostique d'archéologie préventive (n° 2006-20-008), 130 p.
- COQUAND H., 1858-60 - Description physique, géologique, paléontologique et minéralogique du département de la Charente. Tome 1, Besançon, 542 p. ; tome 2, Marseille, 420 p.
- COQUE R., 1998 - Géomorphologie. Armand Colin (6e édition), Paris, 503 p.
- COQUE-DELHUILLE B., & GOSSELIN-VUIEUMEIR J., 1984 - L'évolution géomorphologique du massif du Devon-Cornwall (G.B.) au Crétacé et au Tertiaire : apport de la microscopie électronique à balayage. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique, Paris*, 25 (4), 245-256.
- COQUE-DELHUILLE B., 1987 - Le massif du sud-ouest anglais et sa bordure sédimentaire. Etude géomorphologique. Thèse de d'Etat, Université Paris 1 - Panthéon Sorbonne, 2 tomes, 1 567 p.
- COUCHOUD I., 2006 - Étude pétrographique et isotopique des spéléothèmes du sud-ouest de la France formés en contexte archéologique : contribution à la connaissance des paléoclimats régionaux du stade isotopique 5. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1, 323 p.
- COUCHOUD I., GENTY D., HOFFMANN D., DRYSDALE R., & BLAMART D., 2009 - Millennial-scale climate variability during the Last Interglacial recorded in a speleothem from south-western France. *Quaternary Science Reviews*, 28, 3263-3274.
- CREMER M., 1977 - Utilisation de la morphoscopie pour l'étude des transports de sables dans l'estuaire de la Gironde. *Bulletin de l'Institut de Géologique du Bassin d'Aquitaine*, 22, 149-155.
- CROUDACE I.W., RINDBY A., & ROTHWELL R.G., 2006 - ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. In R. Rothwell G. (ed.), *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Geological Society of London, London, 51-63.
- CROVISIER J.-L., 1979 - Technique d'induration superficielle pour la réalisation de lames minces dans les matériaux poreux. *Cahiers - ORSTOM. Pédologie*, 17 (3), 229-231.

- CUVEN S., 2009 - Validation and use of the micro X-ray fluorescence to characterize clastic varves and paleoclimate quantification of the late Holocene in the Canadian High Arctic. PhD. thesis, Université du Québec, 332 p.
- CUVEN S., FRANCUS P., & LAMOUREUX S.F., 2010 - Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *Journal of Paleolimnology*, **44** (3), 803-817.
- DANDURAND G., 2008 - Contribution à l'étude de la genèse des réseaux endokarstiques charentais : l'exemple de la grotte du Bois du Clos (Charente, France). In Karsts de montagne : géomorphologie, patrimoine et ressources, Sion (Suisse), 15-17 septembre 2006. *Cahiers de Géographie*, Collection EDYTEM, **7**, 23-34.
- DANDURAND G., MAIRE R., DEVES G., PERROUX A.-S., GHALEB B., & ORTEGA R., 2009 - La série détritique de la grotte du Bois du Clos (Charente, France). Mise en évidence d'une paléohydrologie de stade froid et humide et rôle de l'effet de site. In Vanara N. et Douat M. (coord.), Le karst, indicateur performant des environnements passés et actuels. Actes du colloque des Journées de l'AFK, Arette / Pierre Saint-Martin, 6-9 septembre. *Karstologia Mémoires*, **17**, 152-162.
- DANDURAND G., 2010 - Le karst charentais. In Audra Ph. (dir.), Grottes et karsts de France. *Karstologia Mémoires*, **19**, 324-327.
- DANDURAND G., DEVES G., GHALEB B., MAIRE R., ORTEGA R., & GENTY D., 2011 - Paléohydrologie de stade froid et humide du Pléistocène et rôle de l'effet de site dans l'étude d'un remplissage détritique endokarstique charentais. La grotte du Bois du Clos, France. In Penven M. J., Régnault H. et Mercier D., Mobilité des formes et surfaces terrestres. Des changements passés aux changements actuels. Actes du colloque des Jeunes Géomorphologues, Rennes, 13-14 mars 2009. Collection "Espace et territoires", Presses Universitaires de Rennes, 85-101.
- DANDURAND G., & MAIRE R., 2011 - Essai de typologie des cavités du karst de La Rochefoucauld (Charente) - Rôle de la « fantômisation » crétacée, du battement de la nappe karstique et d'un effet de site hérité. *Travaux du Laboratoire de Géographie Physique Appliquée*, **27**, 11-28.
- DANDURAND D., DEVES G., MAIRE R., ORTEGA R., GENTY D., & GHALEB B., 2011 - Etude morphosédimentaire d'un remplissage endokarstique de la grotte du Bois du Clos (Charente, France) : contraintes géométriques et dynamiques hydrologiques. *Quaternaire*, **22** (4), 285-306.
- DANDURAND G., MAIRE R., ORTEGA R., DEVES G., LANS B., MOREL L., PERROUX A.-S., VANARA N., BRUXELLES L., JAILLET S., BILLY I, MARTINEZ P., GHALEB B., & VALLA F., 2012 (à paraître) - X-ray fluorescence microchemical analysis and autoradiography applied to cave deposits: speleothems, detrital rhythmites, ice and prehistoric paintings. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*.
- DANIOU P., & GOURDON-PLATEL N., 1977 - Cuirasses ferrallitiques et dalles silico-ferrugineuses en Angoumois méridional et Périgord Blanc. *Travaux du Laboratoire de Géographie Physique Appliquée*, Institut de Géographie - Université de Bordeaux 3, **1**, 10-27.
- DANIOU P., 1978 - Les Provinces détritiques des confins de la Charente et du Périgord. Contribution à l'étude des faciès "sidérolithiques". *Noirois*, **97/98**, 25-51.
- DANIOU P., 1979 - Sur quelques indurations siliceuses présentes dans les faciès dits "Sidérolithiques" des confins de la Charente et du Périgord. *Travaux du Laboratoire de Géographie Physique Appliquée*, Institut de Géographie - Université de Bordeaux 3, **3**, 17-44.
- DANIOU P., 1981 - Le "Sidérolithique" des pays du Nord de l'Aquitaine : essai de bibliographie critique. *Travaux du Laboratoire de Géographie Physique Appliquée*, Institut de Géographie - Université de Bordeaux 3, **5**, 1-74.
- DARRÉNOUGUÉ N., DE DECKKER P., FITZSIMMONS K.E., NORMAN M.D., REED L., VAN DER KAARS S., & FALLON S., 2009 - A late Pleistocene record of aeolian sedimentation in Blanche Cave, Naracoorte, South Australia. *Quaternary Science Reviews*, **28** (25/26), 2600-2615.

- DAVID P., GUILLIEN Y., & DUPLAIX S., 1965 - La Chaise: terrasses, paléosols, hum, couches archéologiques. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 2 (3/4), 219-221.
- DAVID P., & PRAT F., 1965 - Considérations sur les faunes de la Chaise (commune de Vouthon, Charente). Abris Suard et Bourgeois-Delaunay. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 2 (3/4), 222-231.
- D'ERRICO F., & SANCHEZ GOÑI M.F., 2003 - Neandertal extinction and the millennial scale climatic variability of OIS 3. *Quaternary Science Reviews*, 22, 769-788.
- DEBARD E., 1997 - Les remplissages karstiques du Bas-Vivarais : karstogenèse, sédimentogenèse et archéologie. *Quaternaire*, 8 (2/3), 305-317.
- DEBENATH A., 1974 - Recherches sur les terrains quaternaires charentais et les industries qui leur sont associées. Thèse d'État, Université de Bordeaux, 678 p.
- DEBÉNATH A., RAYNAL J.-P., & SCHWARCZ H.P., 1980 - Remarques sur l'identification des planchers stalagmitiques quaternaires. In Groupe d'étude des systèmes carbonatés (éd.), *Cristallisation, déformation, dissolution des carbonates : Réunion du groupe d'étude des systèmes carbonatés, 17-18 novembre 1980, Bordeaux, Université de Bordeaux 3, Institut de géodynamique*. Parrau, Bordeaux, 149-161.
- DELAGNES A., TOURNEPICHE J.-F., ARMAND D., DESCLAUX E., DIOT M.-F., FERRIER C., LE FILLÂTRE V., & VANDERMEERSCH B., 1999 - Le gisement Pléistocène moyen et supérieur d'Artenac (Saint-Mary, Charente) : premier bilan interdisciplinaire. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 96 (4), 469-496.
- DELANNOY J.-J., 1997 - Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la transversale de Ronda (Andalousie) : les apports morphogéniques du karst. Thèse d'État, Université Joseph Fourier - Grenoble I, 678 p.
- DELANNOY J.-J., & CAILLAULT S., 1998 - Les apports de l'endokarst dans la reconstitution morphogénétique d'un karst ; exemple de l'Antre de Vénus. *Karstologia*, 31, 27-41.
- de MARTONNE E., 1909 - Traité de géographie physique. A. Colin, Paris, 910 p.
- de SANOIT J., CHAMBELLAN D., & PLASSARD F., 2005 - Caractérisation *in situ* du pigment noir de quelques œuvres pariétales de la Grotte de Rouffignac à l'aide d'un système portable d'analyse par fluorescence X (XRF). *ArchéoSciences* [en ligne], 25, 61-68.
- DEVES G., 2010 - Analyse chimique quantitative à haute résolution spatiale par microsonde et nanosonde nucléaires. Thèse de Doctorat, Bordeaux 1, 180 p.
- DREYBRODT W., 1988 - Processes in karst systems: physics, chemistry and geology. Springer Verlag, 288 p.
- DREYBRODT W., & SCHOLZ D., 2011 - Climatic dependence of stable carbon and oxygen isotope signals recorded in speleothems: From soil water to speleothem calcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 734-752.
- DRYSDALE R.N., ZANCHETTA G., HELLSTROM J.C., FALLICK A.E., ZHAO J.X., ISOLA I., & BRUSCHI G., 2004 - Palaeoclimatic implications of the growth history and stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) geochemistry of a Middle to Late Pleistocene stalagmite from central-western Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 227 (3/4), 215-229.
- DUBREUILH J., & PLATEL J.P., 1982 - Stratigraphie et sédimentologie des formations continentales tertiaires à faciès "Sidérolithiques" et "Sables du Périgord" des Charentes. *Bulletin du BRGM*, 2^e série, section 1, n° 4, 269-280.
- DUJARDIN V., & TYMULA S., 2005 - Relecture chronologique de sites paléolithiques et épipaléolithiques anciennement fouillés en Poitou-Charentes. Actes du 129^e Congrès des Travaux historiques et scientifiques, Besançon. *Bulletin et Mémoires de la Société préhistorique française*, 102 (4), 771-788.
- DUPLAIX S., 1970 - Les minéraux lourds de la Tardoire. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 7 (4), 209-227.

- DUPLAIX S., & DUPUIS J., 1958 - Note préliminaire sur l'environnement des stations paléolithiques de La Quina (Charente) : les formations détritiques tertiaires. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, **55** (11/12), 732-733.
- DUPLAIX S., & GUILLIEN Y., 1956 - Les nappes pléistocènes de la Basse Tardoire ; minéraux lourds et stratigraphie. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, **242** (19), 2380-2381.
- DUPLAIX S., & GUILLIEN Y., 1967 - Le plio-quatenaire de la Basse Tardoire (Charente). *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **4** (2), 171-173.
- DUPLESSY J.-C., LALOU C., DELIBRIAS G., & NGUYEN H.V., 1972 - Datations et études isotopiques de stalagmites. Applications aux paléotempératures. *Annales de Spéléologie*, **27** (3), 455-464.
- EK C., & QUINIF Y., 1988 - Les sédiments détritiques de grottes : aperçu synthétique. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, **111** (1), 1-7.
- EL ALBANI A., MEUNIER A., MACCHIARELLI R., PLOQUIN F., & TOURNEPICHE J.-F., 2010 - Local environmental changes recorded by clay minerals in a karst deposit during MIS 3 (La Chauverie, SW France). *Quaternary International*, **241** (1/2), 26-34.
- ENJALBERT H., 1947 - Le karst de La Rochefoucauld (Charente). *Annales de Géographie*, **302**, 104-124.
- ENJALBERT H., 1952 - La vallée moyenne de la Charente : esquisse morphologique. *Annales de Géographie*, **323**, 16-33.
- ENJALBERT H., 1960 - Les pays aquitains. Le modelé et les sols. Imprimerie Bière, Bordeaux, tome 1, 618 p.
- FENELON P., & PAPY L., 1952 - La XXXIII^e excursion géographique interuniversitaire (26-30 mai 1950). *Annales de Géographie*, **323**, 1-15.
- ERHART H., 1956 - La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique, biostasie et rhexistasie. Masson, Paris, 90 p.
- FAIRCHILD I.J., FRISIA S., BORSATO A., & TOOTH A.F., 2007 - Speleothems. In D.J. Nash & S.J. McLaren (eds.), *Geochemical Sediments and Landscapes*. Blackwell, Oxford, 200-245.
- FAIRCHILD I.J., & TREBLE P.C., 2009 - Trace elements in speleothems as recorders of environmental change. *Quaternary Science Reviews*, **28** (5/6), 449-468.
- FERRIER C., 1994 - Le contexte environnemental du peuplement paléolithique de Bulgarie du Nord. Le karst de Karlukovo et ses dépôts. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1, 451 p.
- FERRIER C., & KERVAZO B., 1999 - Réflexions sur la variabilité de l'enregistrement sédimentaire en entrée de grotte. Actes du colloque Karst-99 "Des paysages du karst au géosystème karstique. Dynamiques, structures et enregistrement karstiques", 10-15 septembre 1999, Grands Causses - Vercors. *Études de Géographie Physique*, CAGEP, **28 Suppl.**, 89-94.
- FIZET M., MARIOTTI A., BOCHERENS H., LANGE-BADRE B., VENDERMEERSCH B., BOREL J.P., & BELLON G., 1995 - Effect of Diet, Physiology and Climate on Carbon and Nitrogen Stable Isotopes of Collagen in a Late Pleistocene Anthropic Palaeoecosystem: Marillac, Charente, France. *Journal of Archaeological Science*, **22**, 61-79.
- FIZET M., & LANGE-BADRE B., 1995 - $\delta^{13}C$ et $\delta^{15}N$ du collagène des mammifères : Reconstitution des relations trophiques et du paléoenvironnement du gisement de Marillac (France, Pléistocène supérieur). *GEOBIOS*, **18**, 167-181.
- FLOC'H J.P., GOTTIS M., HUMBERT L., LENGUIN M., LE POCHAT G., LIEPMANN V., PLATEL J.P., ROGER P., SELLIER E., & SIMON B., 1985 - Carte géologique de la France au 1/50 000, feuille 710, Montbron. BRGM, Orléans. Notice, 48 p.
- FORBES M.S., & BESTLAND E.A., 2007 - Origin of the sedimentary deposits of the Naracoorte Caves, South Australia. *Geomorphology*, **86** (3/4), 369-392.
- FORD D., & WILLIAMS P., 2007 - Karst Hydrogeology and Geomorphology. John Wiley & Sons, Chichester, 562 p.

- FOUCHER N., 1986 - Géodynamique sédimentaire et évolution paléogéographique de la plate-forme Nord-Est Aquitaine au Jurassique moyen (Charente, Dordogne). Thèse de 3^e cycle, Université de Poitiers, 2 tomes, 200 p.
- FAIRCHILD I.J., SMITH C.L., BAKER A., FULLER L., SPÖTL C., MATTEY D., MCDERMOTT F., & EIMF., 2006 - Modification and preservation of environmental signals in speleothems. *Earth-Science Reviews*, **75**, 105-153.
- FRIDMAN R., TERS M, & GUILLIEN Y., 1961 - Minéraux lourds de la Basse Tardoire et de la Charente moyenne. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, **58** (11), 763-772.
- FRISIA S., BORSATO A., FAIRCHILD I.J., & MCDERMOTT F., 2000 - Calcite fabric growth mechanisms, and environment of formation in speleothems from the Italian Alps and Southwestern Ireland. *Journal of Sedimentary Research*, **70** (5), 1183-1196.
- FRISIA S., BORSATO A., FAIRCHILD I.J., & SUSINI J., 2005 - Variations in atmospheric sulphate recorded in stalagmites by synchrotron micro-XRF and XANES analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, **235**, 729-740.
- FRISIA S., BADERTSCHER S., BORSATO A., SUSINI J., GÖKTÜRK O.M., CHENG H., EDWARDS R.L., KRAMERS J., TÜYSÜZ O., & FLEITMANN D., 2008 - The use of stalagmite geochemistry to detect past volcanic eruptions and their environmental impacts. *PAGES News*, **16** (3), 25-26 (http://www.pages-igbp.org/products/newsletters/ref2008_3.html, consulté le 30 juillet 2010).
- GABILLY J. & CARIOU E., 2007 - Poitou Vendée Charentes. Guides géologiques régionaux, Dunod, Paris, 2^e édition, 220 p.
- GAINE M., 1973 - Une méthode d'induration des échantillons du sol à l'aide de vernis. *Cahiers - ORSTOM. Pédologie*, **11**, 265-267.
- GASCOYNE M., 1992 - Palaeoclimate determination from cave calcite deposits. *Quaternary Science Reviews*, **11** (6), 609-632.
- GENTY D., & QUINIF Y., 1996 - Annually laminated sequences in the internal structure of some belgian stalagmites - Importance for paleoclimatology. *Journal of Sedimentary Research*, **66**, 275-288.
- GENTY D., BAKER A., & BARNES W., 1997 - Comparaison entre lamines luminescentes et les lamines visibles annuelles de stalagmites. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **325**, 193-200.
- GENTY D., & MASSAULT M., 1997 - Bomb ¹⁴C recorded in laminated speleothems: calculation of dead carbon proportion. *Radiocarbon*, **39** (1), 33-48.
- GENTY D., & DEFLANDRE G., 1998 - Drip flow variations under a stalactite of the Père Noël cave (Belgium). Evidence of seasonal variations and air pressure constraints. *Journal of Hydrology*, **211** (1/4), 208-232.
- GENTY D., & MASSAULT M., 1999 - Intérêt de l'analyse ¹⁴C en spectrométrie de masse par accélération (AMS) dans les spéléothèmes. *Spéléochronos*, **10**, 19-32.
- GENTY D., MASSAULT M., GILMOUR M., BAKER A., VERHEYDEN S., & KEPENS E., 1999 - Calculation of past dead carbon proportion and variability by the comparison of AMS ¹⁴C and TIMS U/Th ages on two Holocene stalagmites. *Radiocarbon*, **41** (3), 251-270.
- GENTY D., BAKER A., & VOKAL B., 2001 - Intra- and inter-annual growth rate of modern stalagmites. *Chemical Geology*, **176** (1/4), 191-212.
- GENTY D., BAKER A., MASSAULT M., PROCTOR C., GILMOUR M., PONS-BRANCHU E., & HAMELIN B., 2001 - Dead carbon in stalagmites: Carbonate bedrock paleodissolution vs. ageing of soil organic matter. Implications for ¹³C variations in speleothems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65** (20), 3443-3457.
- GENTY D., 2002 - Spéléothèmes et paléoenvironnements. In J.-C. Miskovski (éd.), *Géologie de la Préhistoire : méthodes, techniques, applications*. Association pour l'étude de l'environnement géologique de la préhistoire, Paris, 1345-1362.

- GENTY D., BLAMART D., OUAHDI R., GILMOUR M., BAKER A., JOUZEL J., & VAN-EXTER S., 2003 - Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. *Nature*, **421** (6925), 833-837.
- GENTY D., GHALEB B., PLAGNES V., CAUSSE C., VALLADAS H., BLAMART D., MASSAULT M., GENESTE J.-M., & CLOTTE J., 2004 - Datations U/Th (TIMS) et ¹⁴C (AMS) des stalagmites de la grotte Chauvet (Ardèche, France): intérêt pour la chronologie des événements naturels et anthropiques de la grotte. *Comptes Rendus Palevol*, **3**, 629-642.
- GENTY D., 2009 - Spéléothèmes et archéologie. In Colloque archéologie souterraine et spéléologie, 41^e congrès FFS, mai 2006, Périgueux. *Spelunca Mémoires*, **34**, 219-228.
- GENTY D., COMBOURIEU-NEBOUT N., PEYRON O., BLAMART D., WAINER K., MANSURI F., GHALEB B., ISABELLO L., DORMOY I., VON GRAFENSTEIN U., BONELLI S., LANDAIS A., & BRAUER A., 2010 - Isotopic characterization of rapid climatic events during OIS 3 and OIS 4 in Villars Cave stalagmites (SW-France) and correlation with Atlantic and Mediterranean pollen records. *Quaternary Science Reviews*, **29**, 2799-2820.
- GEWELT M., & EK C., 1988 - Les concrétions carbonatées des grottes : un aperçu synthétique. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, **11** (1), 9-19.
- GILLIESON D., 1986 - Cave sedimentation in the New Guinea Highlands. *Earth Surface Processes and Landforms*, **11** (5), 533-543.
- GILLIESON D., 1996 - Caves : processes, development, management. Blackweel Publ., Oxford, 324 p.
- GIRET A., 2002 - L'hydrologie de la Charente entre nature et anthropisation (1960-1994). *Science et changements planétaires / Sécheresse*, **13** (2), 105-112.
- GODARD A., 1977 - Pays et paysages du granit. Presse Universitaire de France, Paris, 232 p.
- GOSLAR T., HERCMAN H., & PAZDUR A., 2000 - Comparison of U-series and radiocarbon dates of speleothems. *Radiocarbon*, **42** (3), 403-414.
- GOURDON-PLATEL N., & LAMBERT P., 1986-87 - Microstructures et répartition de trois éléments majeurs (Fe, Al, Si) au sein des pisolites de fer nord-aquitains. *Travaux du Laboratoire de Géographie Physique Appliquée*, Institut de Géographie - Université de Bordeaux 3, **10**, 5-33.
- GOURDON-PLATEL N., PLATEL J.-P., & ASTRUC J.G., 2000 - La formation de Rouffignac, témoin d'une paléoaalterite cuirassée intra-éocène en Périgord-Quercy. *Géologie de la France*, **1**, 65-76.
- GRIGGO C., 1996 - Etablissement de courbes climatiques quantifiées à partir des communautés animales pléistocènes suivi d'une application aux gisements de l'Abri Suard (Charente) et la grotte de Bois-Ragot (Vienne). *Paléo*, **8**, 81-97.
- GUILLIEN Y., 1951 - Les grèzes litées de Charente. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, **22**, 154-162.
- GUILLIEN Y., 1952 - Paléoclimatologie charentaise. *Annales de Géographie*, **61** (324), 134-138.
- GUILLIEN Y., 1955 - Grottes, abris et terrasses de la Basse Tardoire. Essai chronologique. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, **52** (5), 268-274.
- GUILLIEN Y., 1961 - Le Petit-Puymoyen : préhistoire, géomorphologie, Géochronologie. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, **58** (11/12), 787-795.
- GUILLIEN Y., 1965 - La Basse Tardoire. Formations lacustres, formations fluviales et paléosols du Reuvérien à l'Holocène. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **2** (3), 205-210.
- GUILLIEN Y., 1980 - Rapport sur la stratigraphie du Quaternaire de Charente. In J. Chaline (s.d.), Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes. Supplément au Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire, **1**, 239-249.
- HARMON R.S., THOMPSON P., SCHWARCZ H.P., & FORD D.C., 1975 - Uranium-series dating of speleothems. *National Speleological Society Bulletin*, **37**, 21-33.

- HANTZPERGUE P., 1979 - Biostratigraphie du Jurassique supérieur Nord-Aquitain. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7^e série, 21 (6), 715-725.
- HANTZPERGUE P., 1985 - L'héritage hercynien dans la paléogéographie récifale du Jurassique supérieur nord-aquitain (France). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, tome 301, 2 (15), 1147-1150.
- HANTZPERGUE P., BONNIN J., CARIOU E., GOMEZ DE SOTO J. & MOREAU P., 1984 - Carte géologique de la France au 1/50 000, Mansle. Feuille XVII-31, BRGM, Orléans. Notice, 24 p.
- HANTZPERGUE P., & MAIRE P., 1981 - Les plates-formes de l'Aunis et de l'Angoumois au Jurassique supérieur. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7^e série, 23 (5), 493-500.
- HÄUSELMANN P., 2004 - Les grottes de Saint-Béat. Formation, historique, exploration. Speleo Projects, Allschwil, 256 p.
- HENRI-MARTIN G., 1965 - La grotte de Fontéchevade. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 2 (3), 211-216.
- HERAUD-PIÑA M.A., 1996 - *Le karst du Yucatan. Pays des Mayas*. Presses Universitaires de Bordeaux, Bordeaux, 282 p.
- HILL C.A., & FORTI P., 1986 - Cave minerals in the world. Edition National Speleological Society, Huntsville, Etats-Unis, X
- HOCINE F., 1996 - Etude palynologique de l'abri paléolithique Bourgeois-Delaunay (La Chaise, Charente). *Quaternaire*, 7 (4), 187-196.
- HOFFMANN F., 2005 - Les tufs et travertins en Périgord-Quercy. *Karstologia Mémoires*, 13, 260 p.
- HOLTZAPFFEL T., 1985 - Les minéraux argileux. Préparation. Analyse diffractométrique et détermination. Publication - Société géologique du Nord, 12, 1-136.
- HYDRO-INVEST, 1991 - Le "Grand Karst" de La Rochefoucauld. Elements pour un bilan. Etude réalisée pour l'Association des utilisateurs d'eau souterraine des vallées Tardoire, Bandiat, Bonnieure et la Direction Générale de la Charente. Rapport n° 2.
- HYDRO-INVEST, 1993 - Etude du transit de l'eau dans le réservoir karstique de la Touvre au moyen des courbes de flux chimique-débit. Etude réalisée pour le Conseil Général de la Charente. Rapport n° 93010090.
- HYDRO-INVEST (DUBEARNES S.), 1994 - Levé piézométrique sur le grand karst de La Rochefoucauld. Campagne de hautes eaux, mars 1994. Etude réalisée par le Conseil Général de la Charente. Rapport n° 94060208.
- HYDRO-INVEST (RAVIGNE L.), 1997 - Sources de la Touvre - Mesure et analyse des flux chimiques sur le karst de La Rochefoucauld - Cycle 1992 - 1993. Rapport d'étude pour le Conseil Général de la Charente.
- HYDRO-INVEST (RENIE S), 2009 - Sources de la Touvre - Mise en oeuvre d'un aménagement visant à relever le niveau de débordement des émergences - Etude de faisabilité. Rapport d'étude pour le Conseil Général de la Charente.
- JAILLET S., 1999 - Recul de couverture et karstification dans un karst couvert de bas plateaux : le Barrois (Lorraine / Champagne - France). In Actes du Colloque « Karst-99 », Etudes de Géographie Physique-CAGEP-Travaux 1999, 28, 123-128.
- JAILLET S., LOSSON B., BRULHET J., CORBONNOIS J., HAMELIN B., PONS-BRANCHU E., & QUINIF Y., 2002 - Apport des datations U/Th de spéléothèmes à la connaissance de l'incision du réseau hydrographique de l'Est du Bassin Parisien. *Revue Géographique de l'Est*, 42, 185-195.
- JAILLET S., 2005 - Le Barrois et son karst couvert, Structure, Fonctionnement, Evolution. *Karstologia Mémoires*, 12, 336 p.
- JAKUCS L.J., 1977 - Morphogenetics of karst regions. Adam Hilger, Bristol, 284 p.
- JAMESON R.A., 1991 - Concept and classification of cave breakdown: An analysis of patterns of collapse in Friars Hole Cave System, West Virginia. In Kastning E.H., and Kastning K.M., eds., *Appalachian Karst*: Huntsville, Alabama, National Speleological Society, 35-44.

- JANSSENS K. H.A., ADAMS F. C.V., RINDBY A., 2000 - Microscopic X-ray fluorescence analysis. Wiley, Chichester, 419 p.
- JEANNIN P.-Y., KLOETZLI U., & LALOU J.-C. (coord.), 1990 - Remplissages karstiques et paléoclimats. *Karstologia Mémoires*, 2, 64 p.
- JENNINGS J.N., 1971-1985 - Karst geomorphology. Basil Blackweel, Oxford and New York, 293 p.
- JULIAN M., 1992 - Quelques réflexions théoriques sur le karst. In Salomon J.-N., & Maire R. (s.d.), *Karst et évolutions climatiques. Hommage à Jean Nicod*. PUB, Bordeaux, 31-42.
- KATSUTA N., TAKANO M., KAWAKAMI S., TOGAMI S., FUKUSAWA H., KUMAZAWA M., & YASUDA Y., 2007 - Advanced micro-XRF method to separate sedimentary rhythms and event layers in sediments: its application to lacustrine sediment from Lake Suigetsu, Japan. *Journal of Paleolimnology*, 37 (2), 259-271.
- KAUFMAN A., & BROECKER W., 1965 - Comparison of ^{230}Th and ^{14}C ages for carbonate materials from Lakes Lahontan and Bonneville. *Journal of Geophysical Research*, 70, 4039-4054.
- KAUFMAN A., 1993 - An evaluation of several methods for determining $^{230}\text{Th}/\text{U}$ ages in impure carbonates. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 57, 2303-2317.
- KAUFMANN O., BINI A., TOGNINI P., & QUINIF Y., 1999 - Etude microscopique d'une altérite de type fantôme de roche. Actes du colloque européen Karst-99, Etudes de Géographie Physique, Université de Provence, Travaux 1999, 27, 129-134.
- KENDALL A.C., & BROUGHTON P.L., 1978 - Origin of fabrics in speleothems composed of columnar calcite crystals. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48, 519-538.
- KIDO Y., KOSHIKAWA T., & TADA R., 2006 - Rapid and quantitative major element analysis method for wet fine-grained sediments using an XRF microscanner. *Marine Geology*, 229 (3/4), 209-225.
- KOSHIKAWA T., KIDO Y., & TADA R., 2003 - High-resolution rapid elemental analysis using an XRF microscanner. *Journal of Sedimentary Research*, 3 (5), 824-829.
- KRANJC A., 1979 - The influence of man on cave sedimentation. In Actes du Symposium International sur l'érosion karstique, U.I.S, Aix-en-Provence - Marseille - Nîmes, 10-14 septembre 1979, 117-123.
- KRANJC A., 2009 - History of Deforestation and Reforestation in the Dinaric Karst. *Geographical Research. Journal of the Institute of Australian Geographers*, 47 (1), 15-23.
- KURTULUS B., & RAZACK M., 2007 - Evaluation of the ability of an artificial neural network model to simulate the input-output responses of a large karstic aquifer: the La Rochefoucauld aquifer (Charente, France). *Hydrogeology Journal*, 16, 241-254.
- KYLANDER M.E., AMPEL L., WOHLFARTH B., & VERES D., 2011 - High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science*, 26 (1), 109-117.
- LANS B., MAIRE R., ORTEGA R., DEVES G., BACQUART T., PLAISIR C., QUINIF Y., & PERRETTE Y., 2006 - Les stalagmites du réseau du trou Noir (Gironde) : rôle de l'effet de site dans l'enregistrement du signal climatique et environnemental. *Karstologia*, 48, 1-22.
- LAROCQUE M., 1997 - Intégration d'approches quantitatives de caractérisation et de simulation des aquifères calcaires fissurés. Application à l'aquifère karstique de La Rochefoucauld (Charente, France). Thèse de Doctorat, Université de Poitiers, 247 p.
- LAUTRIDOU J.-P., BAIZE S., CLET M., COUTARD J.-P., & OZOUF J.-C., 1999 - Les séquences plio-pléistocènes littorales et estuariennes de Normandie (France). *Quaternaire*, 10 (2/3), 161-169.
- LAVILLE H., RAYNAL J.-P., & TEXIER J.-P., 1986 - Le dernier interglaciaire et le cycle climatique würmien dans le sud-ouest et le Massif central français. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 23 (1/2), 35-46.
- LE FILLÂTRE V., 2001 - Les dépôts dans le karst en Périgord-Quercy et leurs significations. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 3, 497 p.

- LE POCHAT G., FLOC'H J.-P., PLATEL J.-P., & RECOING M., 1986 - Carte géologique de la France au 1/50 000, Montbron. Feuille XVIII-32, BRGM, Orléans. Notice, 48 p.
- LE RIBAUT L., 1977 - L'exoscopie des quartz. Masson (collection Techniques et Méthodes de la Sédimentologie), Paris, 150 p.
- LESCURAS Abbé P., 1933 - Les origines de la Touvre. Congrès de l'Arbre et de l'eau. Angoulême, Librairie Couturier, Place Marengo, 77 p.
- LI W.X., LUNDBERG J., DICKIN A.P., FORD D.C., SCHWARCZ H.P., MCNUTT R., & WILLIAMS D., 1989 - High-precision mass-spectrometric uranium-series dating of cave deposits and implications for palaeoclimate studies. *Nature*, **339**, 534-536.
- LIGNIER V., & DESMET M., 2002 - Les archives sédimentaires quaternaires de la grotte sous les Sangles (Bas-Bugey, Jura méridional, France). Indices paléo-climatiques et sismo-tectoniques. *Karstologia*, **39**, 27-46.
- LLABADOR Y., & MORETTO P., 1998 - Applications of Nuclear Microprobes in the Life Sciences. Singapore, New Jersey, London, Hong Kong : World Scientific, 1-287.
- LOSSON B., 2003 - Karstification et capture de la Moselle (Lorraine, France) : vers une identification des interactions. Thèse de Doctorat, Université de Metz, 3 volumes, 825 p.
- LOSSON B., & CORBONNOIS J., 2006 - Les modes de sédimentation détritique : nouvelle méthode de détermination appliquée à des remplissages endokarstiques. *Geologica Belgica*, **9** (3/4), 257-265.
- LOSSON B., CORBONNOIS J., ARGANT J., BRULHET J., PONS-BRANCHU E., & QUINIF Y., 2006 - Interprétation paléoclimatique des remplissages endokarstiques de la vallée de la Moselle à Pierre-la-Treiche (Lorraine, France). *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, **1**, 37-48.
- MAILLEUX R., 1932 - Aux origines de la Touvre. Etude sur le Bandiat. Bulletin de la Société archéologique et historique de la Charente, Angoulême, X
- MAIRE R., 1980 - Eléments de karstologie physique. *Spelunca Spécial*, **3**, 57 p.
- MAIRE R., 1990 - La haute montagne calcaire. Karsts, cavités, remplissages, Quaternaire, paléoclimats. *Karstologia Mémoires*, **3**, 731 p.
- MAIRE R., 2009 - Scarasson : chronique d'une disparition annoncée. *Spéléo Magazine*, **68**, 18-21.
- MAIRE R., & POMEL S., 1994 - Karst geomorphology and environment. In J. Gibert, D.L. Danielopol, & J.A. Stanford (ed.), *Groundwater Ecology*. Academic Press, 129-155.
- MAIRE R., & QUINIF Y., 1988 - Chronostratigraphie et évolution sédimentaire en milieu alpin dans la galerie Aranzadi (Gouffre de la Pierre Saint-Martin, Pyrénées, France). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, **111** (1), 61-77.
- MAIRE R., & QUINIF Y., 1998 - Pleistocene deposits in Pierre Saint-Martin cave, French Pyrenees. *Quaternary Research*, **49**, 37-50.
- MAIRE R., & VANARA N., 2002 - Déstabilisation des terroirs karstiques de montagne en Chine du Sud-Ouest. Indicateurs de l'environnement et forçages socio-économiques. In : Crises et mutations des agricultures de montagne. Colloque international en hommage au Professeur Christian Mignon. Clermont-Ferrand, 12-13 décembre 2002, Presses Universitaires Blaise Pascal, 27-41.
- MAIRE R., DEVÈS G., PERROUX A.-S., LANS B., BACQUART T., PLAISIR C., & ORTEGA R., 2009a - Uranium mapping in speleothems: occurrence of diagenesis, detrital contamination and geochemical consequences. In: Proceedings of "Karst Horizons" International Congress, UIS, Kerrville, Texas, 2, 1033-1038.
- MAIRE R., TOURTE B., JAILLET S., DESPAIN J., LANS B., BREHIER F., FAGE L.H., MOREL L., POUILLY M., DATRY T., MASSAULT M., GENTY D., WAINER K., RIDOUX V., DABIN W., PERNETTE J.-F., AGÜERO FARIDONI M., MANNESCHI M.J., & Teams of Ultima Patagonia Expeditions, 2009b - Geomorphic and archeological features of coastal caves in Madre de Dios archipelago (Patagonia, Chile). In White B.W. (Ed.): *Proceedings of 15th International Congress of Speleology*. Kerrville, Texas, 516-521.

- MAINGUET M., & VIMEUX-RICHEUX M., 1981 - Autochtonie et allochtonie des sables éoliens de la zone saharo-sahélienne du Niger. Etude des minéraux lourds de la couverture sableuse du Niger. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, tome 292, série II, 1437-1440.
- MANGIN A., 1975 - Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse d'Etat, Université de Dijon, in *Annales de Spéléologie*, 1974, 29 (3), 283-332 ; 29 (4), 495-601 ; 1975, 30 (1), 21-124.
- MARJOLET G. et SALADO J., 1978- Le système karstique de la source du Lez (Hérault). *Méditerranée*, 1/2, 71-83.
- MARTEL E.-A., 1894 - Les abîmes. Les eaux souterraines, les cavernes, les sources, la spéléologie. Laffite Reprints, Marseille, (éd. 1996), 580 p.
- MATILLA K., & DEBENATH A., 2003 - La grotte Marcel Clouet à Cognac (Charente). *L'Anthropologie*, 107, 49-115.
- MCDERMOTT F., 2004 - Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quaternary Science Reviews*, 23 (7/8), 901-918.
- MEUNIER A., LANSON B., & VELDE B., 2004 - Composition variation of illite-vermiculite-smectite mixed-layer minerals in a bentonite bed from Charente (France). *Clay Minerals*, 39, 317-332.
- MEYER R., 1987 - Paléoaérites et paléosols. L'empreinte du continent dans les séries sédimentaires. *Manuels et méthodes*, éditions du BRGM, 13, 164 p.
- MISKOVSKI J.-C., 1987 - Géologie de la préhistoire : méthodes, techniques, applications. AFEQ, Paris, 1 297 p.
- MISKOVSKI J.-C., 1988 - Les sédiments. Témoins du passé. Editions du Rocher, collection "Science et Découvertes", Paris, 122 p.
- MONNIER S., 2004 - Différenciation altitudinale et effets de site des glaciers-rocheux dans le massif de la Vanoise et aux alentours. Réunion de la section Glaciologie-Nivologie de la Société Hydrotechnique de France, Grenoble, 16-17 mars 2004, site : <http://www-lgge.obs.ujf-grenoble.fr/axes/glaciers/Actu/SHFprogramme2004.pdf>, consulté le 15/08/2010.
- MOREAU P., 1996 - Analyse de la transgression cénomaniennne sur la bordure nord-occidentale du Bassin de l'Aquitaine. Premier congrès français de stratigraphie, Toulouse, 12-14 septembre 1994. *Géologie de la France*, 1, 3-16.
- MOREL L., 1996 - Le Lurographe : étude de la crue du 22 avril 1995. *Karstologia*, 27, 20-26.
- MOREL L., JAILLET S., PERROUX A.-S., DELANNOY J.-J., PERRETTE Y., LIGNIER V., MALET E., MAIRE R., & ULTIMA PATAGONIA 2008, 2009 - Karst instrumentation to study site effect examples in Choranche Cave (France) and Madre de Dios Archipelago (Chile). In White B.W. (Ed.): *Proceedings of 15th International Congress of Speleology*. Kerrville, Texas, 591-596.
- MOREL L., MARGUET C., FAVRE B., & LIGOT D., 2006 - Instrumentation en milieu naturel : exemples d'application en hydrogéologie. 12^{ème} Colloque National de la Recherche en IUT, Brest, 1-2 juin 2006, 1-8.
- MUDRY J., 1991 - L'analyse discriminante, un puissant moyen de validation des hypothèses hydrogéologiques. *Revue des sciences de l'eau*, 4 (1), 19-37.
- MUNARON D., 2004 - Etudes des apports en herbicides et nutriments par la Charente : modélisation de la dispersion de l'atrazine dans le bassin de Marennes-Oléron. Thèse de Doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie Paris VI, 340 p.
- NADER F.H., CHENG H.J., EDWARDS L.R., SWENNEN R., & VERHEYDEN S., 2009 - Geochemical study of a Holocene stalagmite from the Jeita Cave (Lebanon): implications for paleoclimate reconstruction in the Levant region. In White B.W. (Ed.): *Proceedings of 15th International Congress of Speleology*. Kerrville, Texas, 1039-1044.
- NEVEU J.-L. (s.d.), 1999 - *Ecologie des pays charentais*. Le Croît vif, Paris, 264 p.
- NICOD J., 1972 - Pays et paysages du calcaire. Presses Universitaires de France, Aix-en-Provence, 244 p.

- NICOD J., 1994 - Plateaux karstiques sous couverture en France, d'après les travaux récents. Caractères géomorphologiques et problèmes d'environnement. *Annales de Géographie*, **576**, 170-194.
- NICOD J., 1995 - Carte géomorphologique des karsts de France. *Karstologia*, **25**, 21-34.
- NICOD J., 2002 - Karsts, paléo-morphologies, paléo-environnements. Panorama des recherches récentes en France (1992-2001). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **3**, 253-268.
- ORTEGA R., DEVES G., & MAIRE R., 2003 - Nuclear microprobe analysis of uranium-rich speleothems: Methodological aspects. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, **B210**, 455-458.
- ORTEGA R., MAIRE R., DEVES G., & QUINIF Y., 2005 - High-resolution mapping of uranium and other trace elements in recrystallized aragonite-calcite speleothems from caves in the Pyrenees (France): implication for U-series dating. *Earth and Planetary Science Letters*, **237**, 911-923.
- ORTEGA R., DEVES G., BAQUART T., PLAISIR C., PERROUX A.-S., & MAIRE R., 2010 - Imagerie quantitative microchimique des éléments inorganiques dans les spéléothèmes. . In Vanara N. et Douat M. (coord.), Le karst, indicateur performant des environnements passés et actuels. Actes du colloque des Journées de l'AFK, Arette / Pierre Saint-Martin, 6-9 septembre. *Karstologia Mémoires*, **17**, 83-87.
- PADILLA A., PULIDO-BOSCH A., & MANGIN A., 1994 - Relative importance of baseflow and quickflow from hydrographs of karst spring. *Groundwater*, **32** (2), 267-277.
- PALMER A.N., 2007 - Cave Geology. Cave Books, Dayton, 454 p.
- PARFENOFF A., POMEROL C., & TOURENQ J., 1970 - Les minéraux en grains. Méthodes d'étude et détermination. Masson, Paris, 598 p.
- PASSEGA R., 1964 - Grain size representation by C.M. patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Research*, **34** (4), 830-847.
- PASSERAT C., 1911 - Les origines de la vallée de la Charente. *Annales de Géographie*, **20** (11), 213-232.
- PASTRE J.-F., LAGEAT Y., CANTAGREL J.-M., & DEFIVE E., 2007 - Morphogenèse plio-quaternaire et repères volcaniques : l'exemple de la vallée de l'Allier (Massif central, France). In M.-F. André (éd.), *Du continent au bassin versant. Théories et pratiques en géographie physique (Hommage au Professeur Alain Godard)*. Presses Universitaires Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, 543-558.
- PERRETTE Y., 1999 - Les stalagmites : archives environnementales et climatiques à haute résolution. Présentation des protocoles d'étude et premiers résultats sur des spéléothèmes du Vercors. *Karstologia*, **34**, 23-44.
- PERROUX A.-S., 2005 - Les remplissages détritiques endokarstiques. Contribution méthodologique à la lecture des mémoires paléogéographiques et environnementales. Application aux systèmes karstiques de Choranche (Vercors) et d'Ornac (Bas-Vivarais). Thèse de Doctorat, Université de Savoie, Chambéry, 418 p.
- PERROUX A.-S., ORTEGA R., DEVES G., & MAIRE R., 2009 - Apports de données nouvelles sur les remplissages détritiques souterrains étudiés en tant qu'archive environnementale : les analyses par microsonde XRF. In N. Vanara, & M. Douat (coord.), *Le karst, indicateur performant des environnements passés et actuels*. Actes du colloque des Journées de l'AFK, Arette / Pierre Saint-Martin, 6-9 septembre. *Karstologia Mémoires*, **17**, 76-82.
- PETERSON L.C., HAUG G.H., HUGHEN K.A., & RÖHL U., 2000 - Rapid Changes in the Hydrologic Cycle of the Tropical Atlantic During the Last Glacial. *Science*, **290** (5498), 1947-1951.
- PEULVAST J.-P., & VANNEY J.R., 2001 - Géomorphologie structurale, tome 1. Relief et structure. Gordon & Breach, Paris, et BRGM Editions, Orléans, 504 p.
- PEULVAST J.-P., & VANNEY J.R., 2002 - Géomorphologie structurale, tome 2. Relief et dynamique. CPI-GB Science Publ., Paris, et BRGM Editions, Orléans, 524 p.

- PEYROT D., JOLLY D., & BARRON E., 2005 - Apport de données palynologiques à la reconstitution paléoenvironnementale de l'Albo-Cénomaniens des Charentes (Sud-Ouest de la France). *Comptes rendus Palevol*, 4, 151-165.
- PIVETEAU J., 1965 - La Paléontologie humaine en Charente. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 2 (3/4), 177-183.
- PLATEL J.-P., 1989 - Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du Bassin d'Aquitaine : stratigraphie et évolution géodynamique. *Documents du BRGM*, 164, 572 p.
- PLATEL J.-P., 1996 - Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique de la plate-forme carbonatée du Crétacé supérieur du nord du bassin d'Aquitaine. *Géologie de la France*, 4, 33-58.
- PLATEL J.-P., 1998 - The Turonian rudist-bearing carbonate platforms of the Charentes and Périgord areas, Aquitaine Basin (France). *GEOBIOS*, 22, 295-311.
- POMEL S., & MAIRE R., 1995 - Relations entre les remplissages souterrains et la déstabilisation de l'environnement. *Karstologia Mémoires*, 6, 101-120.
- POMEL S., & MAIRE R., 1997 - Exemple d'enregistrement des changements climatiques et de l'anthropisation dans les remplissages endokarstiques de Chine centrale (Hubei). *Quaternaire*, 8 (2/3), 119-128.
- PONS-BRANCHU E., 2001 - Datation haute résolution de spéléothèmes ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ et $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$). Application aux reconstitutions environnementales autour des sites du Gard et de Meuse / Haute Marne. Thèse de Doctorat, Université d'Aix-Marseille 3, 216 p.
- POUPET P., & CHAZELLES C.-A., 1988 - Approche dimensionnelle des calibres dans la construction en pierre protohistorique. La granulométrie des solins et des murs. *Lattara*, 1, 175-185.
- POUPET P. et CHAZELLES C.-A., 1989 - Analyses archéologiques et sédimentologiques des matériaux de terre crue de l'architecture protohistorique à Lattes. Provenance et technologie. *Lattara*, 2, 11-32.
- PUJOL C., & TURON J.-L., 1986 - Comparaison des cycles climatiques en domaine marin et continental entre 130 000 et 28 000 ans B.P. dans l'hémisphère Nord. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 1 (2), 17-25.
- QUELENNEC R.E., SAURET J.C., SEGUIN M., & VOUVE J., 1971 - Les résurgences de la Touvre : étude préliminaire. In : Colloque d'hydrologie en pays calcaire, Besançon, 8/10-9/10 1971. *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon*, 3 (15), 197-255.
- QUINIF Y., DUPUIS C., BASTIN B., & JUVIGNÉ E., 1979 - Étude d'une coupe dans les sédiments quaternaires de la grotte de la Vilaine Source (Arbre, Belgique). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 102 (1), 229-241.
- QUINIF Y., 1987 - Concentrations anormales en uranium dans les stalagmites (gouffre de la Pierre Saint-Martin, Pyrénées, France). *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 96 (2), 121-128.
- QUINIF Y., & DUPUIS C., 1989 - Morphologie et hydrologie d'un karst couvert : Le réseau de Ziaka (Bas-Zaire). *Karstologia*, 14, 15-22.
- QUINIF Y., 1990 - La datation des spéléothèmes (U/Th) appliquée aux séquences sédimentaires souterraines pour une mise en évidence des ruptures paléoclimatiques. *Karstologia Mémoires*, 2, 23-32.
- QUINIF Y., 1994 - Les dépôts endokarstiques. Concepts et méthodologies. In R. Maire, S. Pomel, & J.-N. Salomon (eds.), *Enregistreurs et indicateurs de l'évolution de l'environnement en zone tropicale*. Presses Universitaires de Bordeaux, Talence, 55-72.
- QUINIF Y., & MAIRE R., 1998 - Pleistocene deposits in Pierre Saint-Martin cave, French Pyrenees. *Quaternary Research*, 49, 37-50.
- QUINIF Y., 1999 - Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue : le triptyque de la karstification. Actes du colloque Karst-99, 10-15 septembre 1999, Grands Causses - Vercors. Etudes de géographie physique, Travaux 1999 - Supplément n° XXVIII, CAGEP, Université de Provence, 159-164.

- QUINIF Y., MÉON H., & YANS J., 2006 - Nature and dating of karstic filling in the Hainaut Province (Belgium). Karstic, geodynamic and paleogeographic implications. *Geodinamica Acta*, **19** (2), 73-85.
- QUINIF Y., 2010 - Fantômes de roche et fantômisation. Essai sur un nouveau paradigme en karstogénèse. *Karstologia Mémoires*, **18**, 196 p.
- QUINIF Y., & MAIRE R., 2010 - La grotte Quentin (Hainaut, Belgique) : un modèle d'évolution des fantômes de roche. In Vanara N. et Douat M. (coord.), Le karst, indicateur performant des environnements passés et actuels. Actes du colloque des Journées de l'AFK, Arette / Pierre Saint-Martin, 6-9 septembre. *Karstologia Mémoires*, **17**, 214-218.
- RAILSBACK L.B., 2000 - An atlas of speleothem microfabrics. Department of Geology, Univ. Of Georgia, web site : www.gly.uga.edu/railsback/speleoatlas/SAindex1.html (consulté le 12 novembre 2011).
- RAILSBACK B.L., DABOUS A.A., OSMOND J.K., & FLEISCHER C.J., 2002 - Petrographic and geochemical screening of speleothems for U-series dating: an example from recrystallized speleothems from Wadi Sannur Cavern, Egypt. *Journal of Cave and Karst Studies*, **64** (2), 108-116.
- RAINAUD J.-M (coord.), & Association de Recherches Spéléologiques de La Rochefoucauld, 1998 - La Charente souterraine. CDS 16, 84 p.
- RAINAUD J.-M., 2009 - Histoires de découvertes en Charente. Grotte du Quéroy, grotte des Duffaits, grotte des Perrats, grotte de Vilhonneur. In : Colloque archéologie souterraine et spéléologie, 41e congrès FFS, mai 2006, Périgueux. *Spelunca Mémoires*, **34**, 39-46.
- RAMBAUD D., 1979 - Hydrogéologie du département de la Charente. Principaux systèmes aquifères : essai d'analyse et cartographie. Thèse de 3^e cycle, Université Bordeaux 3, 249 p.
- REIMER P.J, BAILLIE M.G.L, BARD E., BAYLISS A., BECK J.W, BLACKWELL P.G, RAMSEY C.B., BUCK C.E., BURR G.S., EDWARDS R.L., FRIEDRICH M., GROOTES P.M., GUILDERSON T.P., HAJDAS I., HEATON T.J., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KAISER K.F., KROMER B., McCORMAC F.G., MANNING S.W., REIMER R.W., RICHARDS D.A., SOUTHON J.R., TALAMO S., TURNEY C.S.M., VAN DER PLICHT J., & WEYHENMEYE C.E., 2009 - Intcal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 Years Cal Bp. *Radiocarbon*, **51** (4), 1111-1150.
- RENAULT P., 1967-68 - Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. *Annales de Spéléologie*, **22** (1), 5-267 ; **23** (1), 259-307 ; **23** (3), 529-596.
- RENAULT P., 1990 - Réflexions sur la notion de remplissages karstiques. *Karstologia Mémoires*, **2**, 61-62.
- RENAULT P., 1993a - Un point d'histoire : spéléologie scientifique ou karstologie ? Cent ans de spéléologie française, *Spelunca Mémoires*, **17**, 245-252.
- RENAULT P., 1993b - Evolution des idées spéléogénétiques en France de 1800 à 1988. Cent ans de spéléologie française, *Spelunca Mémoires*, **17**, 253-258.
- RENAULT P., 1993c - La karstologie française de 1900 à 1980. Cent ans de spéléologie française, *Spelunca Mémoires*, **17**, 259-268.
- RICHARDS D.A., & DORALE J.A., 2003 - Uranium-series Chronology and Environmental Applications of Speleothems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **52** (1), 407-460.
- RICHTER T.O., VAN DER GAAST S., KOSTER B., VAARS A., GIELES R., DE STIGTER H.C., DE HAAS H., & VAN WEERING T.C.E., 2006 - The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. In Rothwell R.G. (Ed.): *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Geological Society, London, Special Publication, **267**, 39-50.
- RIDOIN G., 1990 - Norbert Casteret en Charente. *Spelunca*, **37**, 32-33.
- RIHS S., POIDEVIN J.-L., & CONDOMINES M., 1999 - Premiers âges U/Th sur la grotte des Demoiselles (Hérault) : évolution karstique et relation paléoclimatique. *Quaternaire*, **10** (4), 293-297.
- RIVIERE A., 1977 - Méthodes granulométriques. Techniques et interprétations. Masson, Paris, 170 p.

- ROCHE J., 1965 - La grotte du Placard. Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire, 2 (3), 245-250.
- RODET J., 1981 - Contribution à l'étude du karst de la craie. L'exemple normand et quelques comparaisons. Thèse 3^{ème} cycle, Université Paris 1, Institut de Géographie, 230 p.
- RODET J., 1996 - Une nouvelle organisation du drainage karstique des craies : le labyrinthe d'altération, l'exemple de la grotte de la Mansonnière (Bellou-sur-Huisne, Orne, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 232 (IIa), 1039-1045.
- RODET J., LAIGNEL B., BROCARD G., DUPUIS E., MASSEI N., & VIARD J.-P., 2006 - Contribution of a sedimentary study to the concept of karstic evolution of a chalk cave in the Western Paris Basin (Normandy, France). *Geologica Belgica*, 9 (3-4), 287-296.
- RODET J., 2007 - Les fantômes de la Maisonnière (Bellou-sur-Huisne) ou comment l'Orne est devenu un département "spéléologable". *Spelunca*, 108, 23-32.
- ROUILLER., 1987 - Étude des systèmes karstiques de la Touvre et de la Lèche (Angoulême, Charente). Géologie, hydrodynamique, hydrochimie. Thèse de Doctorat, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 220 p.
- SALOMON J.-N., & MAIRE R. (s.d.), 1992 - Hommage à Jean Nicod. Karst et évolutions climatiques. Presses Universitaires de Bordeaux, Talence, 520 p.
- SALOMON J.-N., 2000 - Etendue et variété des paysages karstiques en France. *Historiens et Géographes*, 370, 275-278.
- SAVIN E. et M.-C., 1986 - Les cavités charentaises. Savin E. & M.C., Angoulême, 157 p.
- SCHVOERER M., ROUANET J.F., NAVAILLES H., & DEBENATH A., 1977 - Datation par thermoluminescence de restes humains antéwürmiens de l'abri Suard, à la Chaise de Vouthon (Charente). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 284, 1979-1982.
- SEGUIN M., 1969 - Spéléologie et découverte de la Touvre. *Etudes Charentaises*, 13/14, 1-15.
- SELLIER D., 2010 - L'analyse intégrée du relief et la sélection déductive des géomorphosites : application à la Charente-Maritime (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, 199-214.
- SHEN G., 1985 - Datation des planchers stalagmitiques de sites acheuléens en Europe par les méthodes des déséquilibres des familles de l'uranium et contribution méthodologique. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, 162 p.
- SIKLOSZ Z., DEMENY A., VENNEMANN T.W., PILET S., KRAMERS J., LEEL-ÖSSY S., BONDAR M., SHEN C.-C., & HEGNER E., 2009 - Bronze Age volcanic event recorded in stalagmites by combined isotope and trace element studies. *Rapid Communication Mass Spectrometry*, 23, 801-808.
- SIMON-COINÇON R., MEDARD T., & SCHMITT J.-M., 1997 - Variety and relationships of weathering features along the early Tertiary paleosurface in the southwestern French Massif Central and the nearby Aquitaine Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129, 51-79.
- SORDOILLET D., 1999 - Un exemple d'enregistrement anthropique et climatique : le remplissage de la grotte du Gardon (Ambérieu-en-Bugey, Ain, France). *Études de Géographie Physique*, CAGEP, 28 suppl., 179-184.
- SORRIAUX P., 1982 - Contribution à l'étude de la sédimentation en milieu karstique. Le système de Niaux-Lombrives-Sabart (Pyénées ariégeoises). Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier - Toulouse, 255 p.
- SWEETING M.M., 1973 - Karst landforms. Columbia University Press, New York, 362 p.
- STRATFORD D.J., 2011 - The underground central deposits of the Sterkfontein Caves, South Africa. PhD. thesis, University of the Witwatersrand, Johannesburg, 204 p.
- TALMA A.S., & VOGEL J.C., 1993 - A simplified approach to calibrating ¹⁴C dates. *Radiocarbon*, 35 (2), 317-322.

- TOGNINI P., 1999 - Individuazione in un nuovo processo speleogenetico : il carsismo del M. Bisbino (Lago di Como). Ph. D. thesis, Università degli Studi di Milano, Milano.
- TORELLI P., 1989 - Contribution à l'étude du karst de La Rochefoucauld. Mémoire de Maîtrise, Université Paris Sud, 30 p.
- THIRY M., SIMON-COINÇON R., QUESNEL F., & WYNS R., 2005 - Altération bauxitique associée aux argiles à chailles sur la bordure sud-est du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 176 (2), 199-214.
- THOMAS M., 2010 - Les pièges endokarstiques à sédiments détritiques fins. Fonctionnement, typologie et intérêt. Apport aux études paléogéographiques et paléoenvironnementales. Mémoire de Master 2, Université de Savoie, Chambéry, 65 p.
- THOMPSON A., ATTWOOD D., GULLIKSON E., HOWELLS M., KIM K.J., KIRZ J., KORTRIGHT J., LINDAU I., LIU Y., PIANETTA P., ROBINSON A., SCOFIELD J., UNDERWOOD J., WILLIAMS G., & WINICK H., 2009 - http://xdb.lbl.gov/Section1/Sec_1-2.html (consulté le 31 octobre 2011)
- TOURNEPICHE J.-F., 1998 - Géologie de la Charente: histoire des terrains sédimentaires du Nord du Bassin Aquitain. Editions du Germa, Angoulême, 141 p.
- TRESCASES J.-J., 1975 - L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickélicifères de Nouvelle-Calédonie. Mém. OSTOM, Paris, 78, 259 p.
- VAKS A., BAR-MATTHEWS M., AYALON A., SCHILMAN B., GILMOUR M., HAWKESWORTH C.J., FRUMKIN A., KAUFMAN A., & MATTHEWS A., 2003 - Paleoclimate reconstruction based on the timing of speleothem growth and oxygen and carbon isotope composition in a cave located in the rain shadow in Israel. *Quaternary Research*, 59 (2), 182-193.
- VANARA N., 2000 - Le karst des Arbailles. *Karstologia Mémoires*, 8, 320 p.
- VANARA N., & MAIRE R., 2004 - Des processus naturels et anthropiques à l'archivage sédimentaire : les indicateurs du milieu enregistrés dans les karsts subtropicaux de Chine. In: Allée P., & Lespez L., L'érosion, entre société, climat et paléoenvironnement. Table ronde en l'honneur du Professeur René Neboit-Guilhot. Clermont-Ferrand, 25-27 mars 2004. Presses Universitaires Blaise-Pascal, collection "Nature et Sociétés", 151-158.
- VATAN A., 1967 - Manuel de sédimentologie. Editions Technip, Paris, 397 p.
- VAUVILLIER P., 1981 - Charente. In C. Chabert (s.d.), *Les Grandes Cavités Françaises. Inventaire raisonné*, FFS, 34-35.
- VAUVILLIER P., & PREDESLEY C., 2001-2002 - Le réseau de la Touvre. Synthèse des phénomènes karstiques. A compte d'auteurs, 4 tomes, 550 p.
- VELDE B., & MEUNIER A., 2008 - *The origin of clay minerals in soils and weathered rocks*. Berlin & London, 406 p.
- VERGARI A., 1996 - Contraintes paléokarstiques dans l'exploitation du calcaire carbonifère sur le bord nord du Synclinorium de Namur en Hainaut occidental. Thèse de Doctorat, Faculté Polytechnique de Mons, 276 p.
- VERGARI A., & QUINIF Y., 1997 - Les paléokarsts du Hainaut (Belgique). *Geodinamica Acta*, 4 (10), 175-187.
- VERGARI A., 1998 - Nouveau regard sur la spéléogénèse : le "pseudo-endokarst" du Tournaisis (Hainaut, Belgique). *Karstologia*, 31, 12-18.
- WAINER K., GENTY D., BLAMART D., DAËRON M., MATTHEWS-BAR M., VONHOF H., DUBLYANSKY Y., PONS-BRANCHU E., THOMAS L., VAN CALSTEREN P., QUINIF Y., & CAILLON N., 2011 - Speleothem record of the last 180 ka in Villars cave (SW France): Investigation of a large $\delta^{18}O$ shift between MIS6 and MIS5. *Quaternary Science Reviews*, 30, 130-146.
- WHITE W.B., 2007 - Cave sediments and paleoclimate. *Journal of Cave and Karst Studies*, 69 (1), 76-93.

- WIEN K., KÖLLING M., & SCHULZ H.D., 2005 - Close correlation between Sr/Ca ratios on bulk sediments from the southern Cape Basin and the SPECMAP record. *Geo-Marine Letters*, **25** (4), 265-271.
- WILLEMS L., 2000 - Phénomènes karstiques en roches silicatées non carbonatées. Cas des grès, des micaschistes, des gneiss et des granites en Afrique sahélienne et équatoriale. Thèse de Doctorat en Sciences, Université de Liège, 251 p.
- WILSON M.J., 1999 - The origin and formation of clay minerals in soils: Past, present and future perspectives. *Clay Minerals*, **34** (1), 7-25.
- WYNN P.M., FAIRCHILD I.J., FRISIA S., SPÖTL C., BAKER A., BORSATO A., & EIMF, 2010 - High-resolution sulphur isotope analysis of speleothem carbonate by secondary ionisation mass spectrometry. *Chemical Geology*, **271**, 101-107.
- ZAGWIJN W.H., & SUC J.-P., 1984 - Palynostratigraphie du Plio-Pléistocène d'Europe et de Méditerranée nord-occidentale : corrélations chronostratigraphiques, histoire de la végétation et du climat. *Paléobiologie Continentale*, **14** (2), 475-483.

Liste des figures

Figure 1 - Carte de situation régionale et localisation du site d'étude.....	12
Figure 2 - Carte hypsométrique du karst de La Rochefoucauld et localisation des deux cavités étudiées.....	19
Figure 3 - Carte géologique simplifiée de la Charente	25
Figure 4 - Calcaire blanc oolithique à ciment sparitique du Bathonien (éch. 29.1).....	27
Figure 5 - Pétrographie des différentes roches constituant la plate-forme carbonatée jurassique du bassin de la Touvre.....	28
Figure 7 - Schémas d'évolution de la plate-forme carbonatée nord-aquitaine au Crétacé supérieur (Platel, 1989).....	30
Figure 8 - Calcaire silicifié et ferruginisé prélevé dans la carrière de Peusec.....	32
Figure 9 - Carrière de Peu Sec. Couloir d'altération haut de 17 m avec schéma interprétatif.....	35
Figure 10 - Vues des trois carrières étudiées et de leur front de taille.....	37
Figure 11 - Caractères du front d'altération (fantômisement) dans le calcaire Kimméridgien de la carrière de Peusec (échantillon PS8).....	38
Figure 12 - Caractères de la porosité liée à la fantômisement dans le calcaire kimméridgien de la carrière de Peusec.....	39
Figure 13 - Caractères de la fantômisement dans trois échantillons de calcaire callovien supérieur d'Artenac avec le rôle de l'oxydo-réduction du fer.....	41
Figure 14 - Caractères de la porosité affectant le calcaire oolithique fantômisé de Combe Brune (Bathonien).....	42
Figure 15 - Calcaire très altéré de l'Oxfordien à l'affleurement dans la forêt de la Braconne	43
Figure 16 - Coupe schématique de la structure tectonique du karst de La Rochefoucauld.....	45
Figure 18 - Modèle Numérique de Terrain (MNT) du karst de La Rochefoucauld.....	53
Figure 19 - Localisation des paléovallées plio-quadernaires sur la bordure orientale.....	54
Figure 20 - Processus de crypto-karstification sur calcaires fantômisés et sous couverture tertiaire (carrière de Combe Brune).....	55
Figure 21 - Schéma synthétique des morphologies karstiques charentaises.....	58
Figure 22 - Bloc-diagramme schématique montrant l'association des modelés caractéristiques des bordures des massifs anciens de l'Europe hercynienne.....	58
Figure 23 - Coupe géologique intégrant le système souterrain de la Touvre dans les calcaires jurassiques (partie aval et moyenne).....	60
Figure 24 - Cartes piézométriques en hautes eaux de mars 1994	62
Figure 25 - Cartes piézométriques en moyennes eaux de septembre 2005.....	63
Figure 26 - Exemple de variations de débit sur la Bonnieure.....	64
Figure 27 - Débits moyens mensuels (série de 91 ans : janvier 1919/juin 2010) de la Touvre.....	65
Figure 28 - Carte des hauteurs des précipitations moyennes annuelles en mm	66
Figure 29 - Diagramme ombrothermique	66
Figure 30 - Coupe du Font de Lussac.....	68
Figure 31 - Courbes de décrue et de tarissement des sources de la Touvre.....	70
Figure 32 - Carte lithostratigraphique de l'Angoumois oriental et localisation des phénomènes karstiques (pertes, grottes, dépressions, vallées sèches).....	75
Figure 33 - Exemples de pertes dans la vallée du Bandiat.....	78
Figure 34 - Entrée colmatée de la grotte de la Découverte.....	83
Figure 35 - Exemples de cavités d'un paléokarst crétacé (carrière de Peusec).....	85
Figure 36 - Exemple de paléokarst quadernaire (carrière de Peusec).....	86
Figure 37 - Exemples de cavités labyrinthiques. Plan partiel de la Fosse Mobile.....	87
Figure 38 - Plan du Trou Qui Fume (TQF). Exemple de grotte labyrinthique par excellence.....	88
Figure 39 - Coupe transversale de la grotte de Rancogne.....	90
Figure 40 - Carte de localisation de la grotte de La Fuie en relation avec la géologie du secteur.....	92
Figure 41 - (A) Grotte de la Fuie replacée dans son contexte géologique et topographique (B) Coupe transversale de la grotte de la Fuie.....	94
Figure 43 - Exemples de trémies de collapse dans la Fuie.....	96
Figure 44 - Basses et hautes eaux dans la galerie des Ammonites.....	97
Figure 45 - Evolution-type des trémies de collapse dans le réseau de la Fuie.....	98
Figure 46 - Coupe transversale réalisée à partir des sondages du Centre d'Etudes Techniques et de l'Équipement du Sud-Ouest (réseau de la Fuie).....	100
Figure 47 - Dolosparite fantômisée avec micropores entre les cristaux sparitiques (la Fuie).....	102
Figure 48 - Qui calcaire fantômisé, saturé d'eau, qui « coule » sur la paroi des conduits de la grotte de la Fuie.....	103
Figure 49 - Altération des chailles de la grotte de la Fuie.....	104
Figure 50 - Exemples de fantômes de roche dans la grotte de la Fuie.....	105
Figure 51 - Formes liées à la digestion lente des parois calcaires.....	107
Figure 52 - Insolubles en relief (réseau de la Fuie).....	108

Figure 53 - Le lurographe.....	110
Figure 54 - Vue en coupe des deux pièges multi-trappes à sédiments.....	111
Figure 55 - Comparaison de l'histogramme des précipitations journalières (station de Chasseneuil), des courbes des variations des hauteurs d'eau enregistrées par le lurographe dans la grotte de la Fuie et des débits de la Bonnieure (station de Saint-Ciers).....	113
Figure 56 - Localisation de la grotte du Bois du Clos.....	115
Figure 57 - Diagramme en rose des directions de fractures relevées dans la grotte du Bois du Clos (Bussard, 1991).....	116
Figure 58 - Coupe transversale de la grotte du Bois du Clos.....	117
Figure 59 - Plan de la grotte du Bois du Clos.....	118
Figure 60 - Morphologies et formations du niveau supérieur.....	120
Figure 61 - Carte morphologique de l'axe principal de la grotte du Bois du Clos.....	122
Figure 62 - Morphologies des galeries de la grotte du Bois du Clos.....	125
Figure 63 - Plan de la salle de la Boue et localisation des échantillons.....	126
Figure 64 - Deux exemples de fantômisations des calcaires oxfordiens sur les parois des galeries de la grotte du Bois du Clos.....	128
Figure 65 - Ech.13. Salle de la Boue. Exemple de bouillie carbonatée et quartzeuse en plaquage sur le calcaire.....	129
Figure 66 - Ech.12-Salle de la Boue (Bois du Clos).....	130
Figure 67 - Ech.44. Salle de la Boue. Exemple de calcaire altéré.....	131
Figure 68 - Ech.151- Pétrographie du dépôt sableux à la base de la galerie des Dunes.....	132
Figure 69 - Coupe de la grotte du Bois du Clos à partir de l'entrée artificielle.....	134
Figure 70 - Les principaux types de remplissages endokarstiques inspirés des dépôts de la galerie Aranzadi dans le réseau de la Pierre Saint-Martin,.....	141
Figure 71 - Faciès des courbes granulométriques cumulatives semi-logarithmiques.....	153
Figure 72 - Schéma et principe de la microsonde XRF Horiba XGT-7000.....	160
Figure 73 - Exemples de U-channels analysés par la microsonde XRF Horiba.....	161
Figure 74 - Site de la salle des Oueds.....	169
Figure 75 - Photomontage et interprétation stratigraphique de la séquence sédimentaire de la salle des Oueds.....	171
Figure 76 - Interprétation de la séquence sédimentaire des Oueds et position des différents échantillons.....	174
Figure 77 - Figures sédimentaires de détail révélées par la coupe dans le remplissage de la salle des Oueds.....	175
Figure 78 - Position des échantillons du remplissage de la salle des Oueds sur un diagramme triangulaire des textures.....	176
Figure 79 - Log de synthèse et profil granulométrique de la séquence des Oueds.....	177
Figure 80 - Histogrammes granulométriques comparés des échantillons CH-A, CH-F et CH-M.....	179
Figure 81 - Courbes granulométriques cumulatives semi-logarithmiques comparatives des échantillons CH-A, CH-F et CH-M.....	180
Figure 82 - Répartition des échantillons en fonction de $Q_d\phi$ (Krumbein) et du So (Trask).....	182
Figure 83 - Évolution des paramètres et indices granulométriques le long de la séquence sédimentaire.....	184
Figure 84 - Situation d'une série d'échantillons du remplissage de la salle des Oueds (La Fuie) dans un diagramme de Passega.....	185
Figure 85 - Lames minces de quelques couches stratigraphiques du remplissage de la salle des Oueds.....	186
Figure 86 - Minéraux en grains observés dans la coupe de la salle des Oueds.....	187
Figure 87 - Diffractogrammes comparés des échantillons CH-A (couche "a", base du remplissage, courbe bleue) et CH-P (couche "h", sommet, courbe rouge).....	189
Figure 88 - Comparaison des profils géochimiques par élément obtenus par μ -XRF (vert) et Core scanner (bleu).....	192
Figure 89 - Profils géochimiques du remplissage de la salle des Oueds.....	195
Figure 90 - Corrélations entre les proportions de Fe et de Si.....	196
Figure 91 - Corrélations entre les éléments Ca/K, Y/Ca, Y/K, Al/Si, Ti/Rb, Fe/Rb ; Ti/Fe et Sr/Ca établis à partir du Core Scanner.....	198
Figure 92 - Cartographies chimiques de six niveaux du remplissage de la salle des Oueds.....	200
Figure 93 - Relations entre l'imagerie chimique micro-XRF et la minéralogie dans la partie inférieure et supérieure de la coupe des Oueds (Fuie).....	202
Figure 94 - Examen minéralogique d'un dépôt de crue (2010) prélevé sur le lurographe (épaisseur < 200 μ m).....	207
Figure 95 - Plan de la grotte du Bois du Clos et zoom sur le site de la salle de la Boue localisée à proximité du grand regard sur la nappe (salle des Lacs).....	211
Figure 96 - Coupe de la salle de la Boue et de la salle des Lacs.....	212
Figure 97 - Physionomie générale de la grande séquence détritique de décantation de la salle de la Boue.....	214
Figure 98 - Interprétation des unités stratigraphiques et localisation des échantillons et des « U-channels ».....	215
Figure 99 - Diagramme triangulaire des textures (salle de la Boue).....	218
Figure 100 - Unités stratigraphiques (salle de la Boue) replacées dans un diagramme de Passega.....	218
Figure 101 - Levé de synthèse et granulométrie de la séquence sédimentaire (salle de la Boue).....	219
Figure 102 - Diffractogrammes des unités B, C, G et K de la séquence sédimentaire du Bois du Clos.....	221

Figure 103 - Examen pétrographique et micromorphologique de plusieurs unités de la séquence de la salle de la Boue	222
Figure 104 - Minéralogie des unités A-B-D'E-G-I-J-L.....	223
Figure 105 - Profils géochimiques de la séquence sédimentaire de la salle de la Boue par μ -XRF.....	225
Figure 106 - Grain de quartz de l'échantillon B11 (unité stratigraphique E) observé au MEB.....	228
Figure 107 - Situation des échantillons présentant un niveau carbonaté.....	229
Figure 108 - Trois exemples d'imageries chimiques dans l'unité H (coupe de la salle de la Boue).....	230
Figure 109 - Examen minéralogique du niveau carbonaté (>50%) et phosphaté (<0,2%) de teinte beige clair (échantillon B3).....	232
Figure 110 - Minéralogie des niveaux carbonatés mis en évidence par imagerie chimique / μ -XRF.....	233
Figure 111 - EchA4 (unité J) - Autre exemple de fantôme désagrégé et déposé dans la série de la salle de la Boue.....	235
Figure 112 - Mise en évidence d'un niveau carbonaté remarquable lié à la fantômisiation (Echantillon B3 dans zone K).....	236
Figure 113 - EchB3 - autre exemple d'enregistrement de la sédimentation proximale de poussières de calcite.....	237
Figure 114 - Situation de la stalagmite BDCL-19 dans le réseau (a-b). Section polie de la stalagmite BDCL-19 et localisation des analyses ^{14}C	239
Figure 115 - Pétrographie de la stalagmite BDCL-19 datée du stade isotopique 3 (46,6 - 43,4 ka).....	240
Figure 116 - Pétrographie de la stalagmite BDCL19 dans sa partie inférieure (datée du stade isotopique 3).....	241
Figure 117 - Stalagmite BdCl-51.....	242
Figure 118 - Pétrographie du plancher interstratifié (Ech51) daté du stade isotopique 6.....	243
Figure 119 - Comparaison des datations ^{14}C et U/Th sur la stalagmite BdCl-19.....	245
Figure 120 - Exemples d'amas ferro-bactériens probables dans le calcaire kimméridgien altéré de la carrière de Peusec.....	252
Figure 121 - Minéralisations sidéro-bactériennes dans l'échantillon CALF2-C (réseau de la Fuie).....	252
Figure 122 - Ech. 200-2. Filament bactérien.....	253
Figure 123 - Logs stratigraphiques à partir des sondages de l'INRAP (Colonge <i>et al.</i> , 2009).....	257
Figure 124 - Logs stratigraphiques au niveau de St-Adjutory (A) et d'Yvrac (B).....	258
Figure 125 - Carte des sites du Paléolithique ancien et moyen de l'Angoumois.....	260
Figure 126 - Synthèse et comparaison des informations chronostratigraphiques des grottes Bourgeois-Delaunay, d'Artenac et du Bois du Clos.....	277

Liste des tableaux

Tableau 1 - Synthèse de l'évolution géodynamique et paléogéographique de la plate-forme carbonatée nord-aquitaine.....	50
Tableau 2 - Tableau récapitulatif de quatre expériences de traçage.....	60
Tableau 3 - Comparaison des principales sources karstiques françaises.....	68
Tableau 4 - Paramètres des courbes de décrue et de tarissement de la Touvre, obtenus par la méthode de A. Mangin (1975).....	69
Tableau 5 - Tableau comparatif des sources de la Touvre aux autres systèmes karstiques français.....	71
Tableau 6 - Inventaire des grandes dépressions de la Braconne.....	73
Tableau 7 - Inventaire des dépressions situées sur l'interfluve Bandiat - Tardoire.....	75
Tableau 8 - Inventaire des dolines de dissolution concentrées au nord de Saint-Mary.....	77
Tableau 9 - Les gouffres-pertes de la vallée du Bandiat.....	79
Tableau 10 - Pertes actives et héritées de la vallée de la Tardoire.....	79
Tableau 11 - Spéléométrie des principaux réseaux du karst de La Rochefoucauld.....	81
Tableau 12 - Sites à faune sur le karst de La Rochefoucauld (Dujardin et Tymula, 2005).....	117
Tableau 13 - Limites dimensionnelles des fractions granulométriques utilisées dans cette étude.....	151
Tableau 14 - Indices et paramètres granulométriques des échantillons du remplissage de la salle des Oueds.....	181
Tableau 15 - Composition minéralogique des argiles de deux unités, l'une à la base du remplissage, l'autre au sommet.....	189
Tableau 16 - Paramètres et indices granulométriques des unités sédimentaires du remplissage de la salle de la Boue.....	220
Tableau 17 - Résultats isotopiques et âges de l'échantillon BdCl-19 par la méthode U/Th (.....)	244
Tableau 18 - Résultats ^{14}C sur la stalagmite BdCl-19.....	244
Tableau 19 - Résultats isotopiques et âges de l'échantillon BdCl-51 par la méthode U/Th.....	246
Tableau 20 - Synthèse de l'évolution géodynamique et paléogéographique de la plate-forme carbonatée nord-aquitaine en relation avec la spéléogénèse et les types de cavités.....	250
Tableau 21 - Synthèse des principales dates et périodes successives mises en valeur par les préhistoriens et paléontologues.....	265
Tableau 22 - Chronostratigraphie comparée des remplissages de la Fuie (salle des Oueds) et du Bois du Clos (salle de la Boue).....	280

Liste des photos

Photo 1 - Vue panoramique des sources de la Touvre.....	13
Photo 2 – La Grande Fosse sur le plateau de la Braconne.....	73
Photo 3 - Exemples d'échantillonnage à l'aide de U-channels (salle de la Boue).....	149
Photo 4 - L'Aavatech XRF Core Scanner du laboratoire EPOC.....	163
Photo 5 – La grotte de Vilhonneur.....	263

Table des matières

AVANT-PROPOS	3
REMERCIEMENTS	6
SOMMAIRE	10
INTRODUCTION GÉNÉRALE	11
1. Problématique générale : piège sédimentaire et « fantômisation »	11
2. Relations entre sites et dépôts.....	13
3. Démarche scientifique et méthodologie generale de l'étude	14
4. Historique des recherches sur le karst de la Rochefoucauld	15
5. Le karst de La Rochefoucauld et le choix des sites d'étude.....	17
6. Plan de l'étude.....	18
PARTIE 1 : LE KARST CHARENTAIS HISTOIRE GÉOLOGIQUE, PROCESSUS D'ALTÉRATION-KARSTIFICATION, SYSTÈME KARSTIQUE ET CAVITÉS	21
CHAPITRE 1 HISTOIRE GÉOLOGIQUE ET DE LA PRÉ-KARSTIFICATION/KARSTIFICATION DEPUIS LE MÉSOZOÏQUE.....	23
<i>Introduction</i>	23
1. Histoire géologique et géomorphologique depuis la fin du kimmeridgien	24
1.1. Le socle cristallin des monts du Limousin.....	24
1.2. Les terrains sédimentaires liasiques de l'Angoumois	26
1.3. La mise en place au Jurassique d'une plate-forme carbonatée et d'un haut-fond	26
1.4. Le legs du Crétacé	29
1.5. Rôle de la couverture cénozoïque	31
1.5.1. Le décapage du Massif central.....	31
1.5.2. Les cuirasses silico-ferrugineuses et la silicification du calcaire	32
1.5.3. Les contrecoups de l'orogénèse pyrénéenne et les mouvements distensifs.....	33
1.5.4. Le rôle des processus fluvio-karstiques quaternaires	33
2. L'altération de la série carbonatée	34
2.1. Description des fronts de taille	34
2.2. Pétrographie des « fantômes de roche » (altération isovolume).....	40
3. Les grands traits de la tectonique régionale.....	43
3.1. Les failles NW-SE	44
3.2. Les failles NE-SW	44
3.3. Histoire tectonique et karstification	45
4. Les étapes de la mise en place des unités morfo-sédimentaires, des surfaces d'érosion et des phases d'altération ...	46
4.1. La première phase jurassique.....	46
4.2. La deuxième phase du Crétacé inférieur.....	46
4.3. La troisième phase du Crétacé supérieur	46
4.4. La quatrième phase de l'Eocène-Oligocène.....	47
4.5. La cinquième phase du Néogène-Pléistocène	47
5. Conséquences pour la karstification	49
5.1. Prékarstification de type « fantômisation » en relation avec une longue émerision au Crétacé inférieur avec faible gradient hydraulique	49
5.2. La régression fini-crétacée et les émerisions tertiaires.....	51
5.3. Le rôle de la tectonique.....	51
5.4. L'érosion de la couverture tertiaire et les paléovallées	52
5.5. Le rôle du battement de la surface piézométrique (nappe karstique).....	56
<i>Conclusion</i>	56
CHAPITRE 2 LE SYSTÈME DE LA TOUVRE : HYDROLOGIE, EXOKARST ET TYPES DE CAVITÉS	57
<i>Introduction</i>	57
1. Le bassin de la Touvre : un système karstique complexe	59
1.1. Le système karstique de la Touvre : aquifère et piézométrie	59
1.2. Le fonctionnement hydrologique et hydrodynamique du système : une vidange très lente de la réserve karstique	63
1.2.1. Un karst sous climat océanique assez humide	65
1.2.2. Les sources de la Lèche et de la Touvre	67
1.2.3. Analyse des courbes de décrue et de tarissement.....	68
1.2.4. Comparaison avec d'autres systèmes karstiques.....	71

2. L'organisation et la morphologie de l'exokarst	72
2.1. Inventaire, typologie et signification des dolines.....	72
2.1.1. Les fosses du secteur de la Braconne et de Bois Blanc.....	72
2.1.2. Les dépressions de l'interfluve Bandiat / Tardoire	75
2.1.3. Secteur de Saint-Mary – Bois de Bel-Air	76
2.2. Les pertes de rivière.....	77
2.2.1. Les pertes de la vallée du Bandiat.....	79
2.2.2. Pertes et gouffres de la vallée de la Tardoire	79
2.3. Les vallons secs : trois morphotypes	80
3. Répartition et types de cavités	81
3.1. Physionomie générale des réseaux souterrains	82
3.2. Les types de cavités	84
3.2.1. Les zones altérées plus ou moins vidangées (figure 34)	84
3.2.2. Les cavités fossilisées (paléokarsts).....	84
A. Les paléokarsts crétacés (figure 35).....	84
B. Les paléokarsts tertiaires et quaternaires (figure 36).....	85
3.2.3. Les dolines d'effondrement (fosses) cf.2.1.1	86
3.2.4. Les cavités labyrinthiques quaternaires (figures 37-38).....	86
A. La grotte de La Fuie : un modèle fonctionnel	89
B. Les cavités semi-actives avec regard sur la nappe : type Bois du Clos.....	89
3.2.5. Les grottes-pertes et paléopertes	89
<i>Conclusion</i>	90
CHAPITRE 3 LA GROTTE DE LA FUIE, UN EXEMPLE DE GROTTE FONCTIONNELLE RÉCENTE (SPÉLÉOGENÈSE PAR BATTEMENT DE LA NAPPE)	91
<i>Introduction</i>	91
1. Contexte géologique.....	92
2. Présentation et historique de la cavité	93
2.1. La galerie des Ammonites et la rivière des Bélemnites : description des trémies de collapse	96
2.2. Les trémies de collapse : vidange de couloirs verticaux de fantômisations.....	97
2.3. La salle des Oueds	99
3. Fantômisations du calcaire bajocien : forages de la RN141 et observations souterraines.....	99
3.1. Recoupement de niveaux altérés dans les forages de la déviation RN 141 de Chasseneuil	101
3.2. Faciès et phénomènes liés à la « fantômisations » dans la grotte	101
3.2.1. Le fluage du calcaire par liquéfaction : une érosion régressive pariétale.....	102
3.2.2. Les niveaux horizontaux fantômisés.....	105
3.3. Le rôle de l'érosion régressive en roche fantômisée	106
3.4. Insolubles en reliefs (figures 51-52)	109
4. Le fonctionnement hydrodynamique actuel par battement de nappe.....	109
4.1. Matériels et méthode	109
4.1.1. Le « <i>lurographe</i> »	109
4.1.2. Les pièges multi-trappes à sédiment (PMTS)	111
4.2. Analyses et résultats	112
4.2.1. Les données du « <i>lurographe</i> ».....	112
4.2.2. Les pièges sédimentaires	114
<i>Conclusion</i>	114
CHAPITRE 4 LA GROTTE DU BOIS DU CLOS, UN EXEMPLE DE GROTTE « ANCIENNE » AVEC REGARD SUR LA NAPPE KARSTIQUE.....	115
<i>Introduction</i>	115
1. Contexte géologique et présentation de la cavité.....	116
2. Physionomie et morphologies de la cavité	117
2.1. Les galeries de l'Ancien, de Pâques et des Dunes (niveaux 1 et 2)	118
2.2. La salle de la Boue, la salle des Lacs et la Rivière des Bras Cassés (niveaux 3 et 4)	121
3. Morphologies	121
3.1. Les formations gravitaires	123
3.2. Chenaux de voûte et marmites de plafond.....	123
3.3. Pseudo-banquettes limites, pendants de voûte et trémies.....	125
4. Les fantômes de roche, analyse pétrographique	126
4.1. Galerie Chet (ech.31) (figure 64).....	127
4.2. Salle de la Boue (ech. 242-ech.13-ech.12).....	127
4.3. Galerie des Dunes.....	129
4.4. Poussières carbonatées dans le remplissage de la salle de la Boue	132
5. Premiers éléments sur la spéléogénèse du Bois du Clos.....	133
<i>Conclusion</i>	135

PARTIE 2 MÉTHODE D'ÉTUDE DES SÉQUENCES SÉDIMENTAIRES SOUTERRAINES, ANALYSES DES SÉQUENCES DE LA SALLE DES OUEDS ET DE LA SALLE DE LA BOUE, DYNAMIQUES HYDROSÉDIMENTAIRES ET CHRONOSTRATIGRAPHIE	137
CHAPITRE 5 MÉTHODES D'ÉTUDE DES SÉQUENCES SOUTERRAINES DÉTRITIQUES CHARENTAISES ET FOCUS SUR L'IMAGERIE GÉOCHIMIQUE PAR MICRO-XRF	139
<i>Introduction</i>	139
1. L'étude des remplissages souterrains : rappel et état de l'art	140
1.1. Les types de dépôts endokarstiques : rappel	140
1.1.1. Les remplissages chimiques (les spéléothèmes)	141
1.1.2. Les remplissages organiques	143
1.1.3. Les remplissages détritiques et les structures stratigraphiques associées	143
A. Les dépôts clastiques	144
B. Les dépôts grossiers	144
C. Les dépôts fins	145
1.2. Contraintes du milieu et effet de site : apport de l'étude des dépôts endokarstiques	146
1.3. La fonction mémoire des remplissages et l'apport de la théorie d'Erhart	147
1.3.1. Renseignements sur les paléoenvironnements	147
1.3.2. Renseignements sur la spéléogénèse	148
1.3.3. Renseignements sur le régime hydro-sédimentaire	148
2. L'échantillonnage des sédiments	148
2.1. Prélèvements par profilés ou U-channels et carottage	149
2.2. Le carottage	150
3. Stratigraphie et sédimentologie des dépôts	150
3.1. L'analyse stratigraphique des dépôts	150
3.2. L'analyse sédimentologique des dépôts	151
3.2.1. L'analyse granulométrique et microgranulométrique	151
3.2.2. Les méthodes de Rivière et de Passega	152
3.2.3. L'analyse micromorphologique et minéralogique des sables sur lames minces	154
3.2.4. La minéralogie des argiles	155
3.2.5. La morphoscopie des quartz	156
3.2.6. L'exoscopie des quartz au MEB	157
4. L'analyse et l'imagerie par fluorescence X	157
4.1. Le principe de la fluorescence X	158
4.2. La microsonde XRF Horiba modèle XGT-7000	159
4.3. L'Aavatech XRF Core Scanner	162
4.4. Etat de l'art, utilisations, intérêts et limites	163
5. Les datations radiométriques U/Th et ¹⁴ C	165
CHAPITRE 6 LA SÉQUENCE « HOLOCÈNE » DE LA SALLE DES OUEDS (GROTTE DE LA FUIE) : UN EXEMPLE DE SITE HYDROSÉDIMENTAIRE EN RÉGIME ÉPINOYÉ	167
<i>Introduction</i>	167
1. Site et lithostratigraphie	169
1.1. L'ensemble inférieur	170
1.1.1. Couche "a"	170
1.1.2. Couche "b"	170
1.2. L'ensemble moyen	170
1.2.1. Couche "c"	170
1.2.2. Couche "d"	172
1.3. L'ensemble supérieur	172
1.3.1. Couche "e"	172
1.3.2. Couches "f" et "f'"	172
1.4. L'ensemble sommital	173
1.4.1. Couche "g"	173
1.4.2. Couche "h"	173
2. Etude granulométrique d'un remplissage récent complexe	176
2.1. Méthodes de prélèvement et problèmes rencontrés	176
2.2. Une granulométrie fine mal triée	178
2.2.1. Un lithofaciès global limono-argileux	178
2.2.2. Trois types de dépôts	179
2.2.3. Des dépôts assez mal triés	180
2.3. Indices d'évolution granulométrique	183
3. Minéralogie et origine des dépôts	185
3.1. Les dépôts anciens de l'altération des calcaires in situ	188
3.2. Les dépôts de la couverture tertiaire	188
3.3. Les dépôts plus récents en provenance du Massif Central	188
3.4. Minéralogie des argiles et des silicates non argileux	189
4. Analyses microchimiques par fluorescence X	190
4.1. Mise en œuvre des deux sondes de fluorescence X	190
4.2. La prédominance des éléments Al, Si et Fe	191
4.3. Images chimiques et analyses géochimiques à « haute résolution »	199

5. Résultats et interprétations des variations de la dynamique hydrosédimentaire	201
5.1. L'ensemble inférieur (a-b).....	201
5.2. L'ensemble moyen (c-d).....	203
5.3. L'ensemble supérieur (e-f-f').....	204
5.4. L'ensemble sommital (g-h).....	205
5.5. Les dépôts actuels de crue	206
<i>Conclusion</i>	207
CHAPITRE 7 LA SÉQUENCE PLÉISTOCÈNE DE LA SALLE DE LA BOUE (GROTTE DU BOIS DU CLOS) :	
UN EXEMPLE DE SITE HYDROSÉDIMENTAIRE HÉRITÉ.....	209
<i>Introduction</i>	209
1. Site et lithostratigraphie de la séquence sédimentaire.....	210
1.1. Importance du site de la salle de la Boue.....	210
1.2. Le levé de la coupe sédimentaire.....	213
1.3. Lithostratigraphie du remplissage de la salle de la Boue	213
1.3.1. L'ensemble inférieur (a-b-c-d).....	216
1.3.2. L'ensemble moyen (d'-e-f-g-h) + plancher stalagmitique BDCL-51.....	216
1.3.3. L'ensemble supérieur (h'-i-j-k-l) + stalagmite BDCL-19.....	216
1.4. Géométrie du remplissage et morphologie de la salle de la Boue.....	216
2. Analyse granulométrique.....	217
3. Minéralogie des sables et des argiles.....	220
4. Géochimie par microsonde XRF	224
5. Résultats : nature des unités sédimentaires et mise en évidence d'anomalies par imageries chimiques (niveaux carbonates liés à la fantômisiation).....	226
5.1. L'ensemble inférieur (A-B-C-D).....	226
5.2. L'ensemble moyen (D'-E-F-G-H).....	227
5.3. L'ensemble supérieur (H'-I-J-K-L) : mise en évidence de deux autres niveaux carbonatés (enregistrement de la fantômisiation).....	234
6. Analyse et datations des stalagmites BdCl-19 et BdCl-51.....	238
6.1. Description et pétrographie des stalagmites analysées.....	238
6.2. Les datations U/Th et ¹⁴ C sur la stalagmite BdCl-19.....	238
6.3. Les datations U/Th sur la stalagmite BdCl-51.....	246
<i>Conclusion</i>	246
CHAPITRE 8 SYNTHÈSE ET DISCUSSION : SPÉLÉOGENÈSE PAR FANTÔMISATION,	
ETUDE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE COMPARÉE DES SÉQUENCES SPÉLÉOLOGIQUES ET ARCHÉOLOGIQUES DE	
CHARENTE	249
<i>Introduction</i>	249
1. Rôle de l'effet de site hérité : un aquifère poreux semi-karstifié.....	250
1.1. La notion d'effet de site.....	250
1.2. Un effet de site régional hérité du Crétacé inférieur	250
1.3. Genèse des cavités labyrinthiques de Charente	254
1.4. Un aquifère semi-karstifié complexe	255
1.5. Impact sur l'enregistrement sédimentaire et hydrodynamique	256
2. Les dépôts de surface : rappel des connaissances et données nouvelles.....	256
2.1. Les formations superficielles : données et état des connaissances.....	256
2.2. Les autres formations.....	258
2.3. Les formations alluviales.....	259
3. Comparaison avec les sites archéologiques et paléontologiques	259
3.1. Histoire des recherches (Debénath, 2006)	259
3.2. Le bassin supérieur de la Charente : les vallées de la Tardoire et du Bandiat.....	260
3.2.1. Les grottes de La Chaise-de-Vouthon.....	261
3.2.2. La grotte de Fontéchevade.....	262
3.2.3. La grotte de Montgaudier	262
3.2.4. Les grottes du Quéroy.....	262
3.2.5. Marillac.....	262
3.2.6. Le complexe paléolithique de Vilhonneur	262
3.2.7. Artenac	263
3.3. Les sites sur le bassin moyen de la Charente	264
3.3.1. La Quina (vallée du Voultron).....	264
3.3.2. La vallée de l'Echelle	264
3.3.3. La grotte Marcel Clouet (vallée de l'Antenne)	264
4. Interprétation et chronostratigraphie du remplissage de la salle des Oueds.....	267
4.1. Déstabilisation d'une sédimentation par décantation totale en contexte noyé (unités a et b).....	267
4.2. Sédimentation de décantation d'eaux turbides en contexte épinoyé ouvert (unités c-d).....	268
4.3. Dépôts de décantation lacustres en contexte semi-confiné (unité e).....	268
4.4. Dépôts fluviaux et ouverture du réseau (unités f et g).....	268
4.5. Dépôts laminés de la banquette sommitale en contexte épinoyé de battements réguliers de la nappe	268
5. Chronostratigraphie et effet de site du remplissage de la salle de la Boue	270
5.1. Datations U/Th et ¹⁴ C sur les stalagmites BdCl-19 et BdCl-51	270
5.2. Granulométrie, dynamiques hydrosédimentaires et géochimie.....	271
5.3. Le problème des hiatus sédimentaires	274

5.4. Comparaison avec les données régionales : mise en évidence des forçages climatiques et des effets de site	276
6. Chronologie comparée de la salle des Oueds et de la salle de la Boue	279
<i>Conclusion</i>	281
CONCLUSION GÉNÉRALE	283
1. La fantômisatation, un nouveau paradigme en karstologie, hydrogéologie et géomorphologie	283
2. Apports en géomorphologie, paléoenvironnement et paléoclimatologie	285
3. L'apport de l'imagerie chimique par micro-xrf	286
4. Conséquences en hydrogéologie karstique et en recherche appliquée	287
BIBLIOGRAPHIE.....	289
LISTE DES FIGURES	309
LISTE DES TABLEAUX.....	311
LISTE DES PHOTOS	312
TABLE DES MATIÈRES	313

Résumé : Les grottes-labyrinthes charentaises n'ont pas fini de nous étonner. Les découvertes récentes des spéléologues sont à l'origine de nouvelles recherches sur le système karstique de la Touvre, 2^e émergence de France (débit moyen annuel de 13m³/s) après la Fontaine de Vaucluse. Avec un bassin de 550 km², les sources de la Touvre sont l'unique exutoire d'un système hydro-karstique exceptionnel et complexe, dont l'origine est liée à une karstogenèse par fantômisations. En effet, les réserves en eau, qui alimentent l'agglomération d'Angoulême, sont contenues principalement dans un aquifère poreux et secondairement dans des conduits à circulation rapide. Les zones fantômées se présentent sous la forme de pseudo-conduits encore remplis par la roche poreuse en place.

Le démantèlement actuel des zones poreuses fantômées est activé en amont par les pertes principales des rivières du Bandiat, de la Tardoire et de la Bonnière. On observe aussi une érosion régressive depuis l'aval à partir des sources. Enfin le battement de forte amplitude de la nappe phréatique contribue à engendrer les grottes-labyrinthiques.

Le rôle fondamental de la fantômisations sur la spéléo-karstogenèse a été mis en évidence par des sondages, par l'examen des fronts de taille dans trois carrières (Peusec, Artenac et Combe Brune) et par l'étude détaillée de deux cavités du karst de La Rochefoucauld, les grottes de la Fuie et du Bois du Clos. L'analyse pétrographique et micromorphologique des roches altérées prélevées en surface et en profondeur montrent une attaque sous différentes formes de la roche saine et le rôle très probable des bactéries dans l'altération de la masse carbonatée durant une période très longue qui a duré plus de 40 millions d'années au Crétacé inférieur.

La grotte de la Fuie, recoupé par les travaux routiers, a été utilisée comme laboratoire souterrain. L'examen des trémies de « collapse » et la découverte de fantômes de roche combinés à l'étude des variations du niveau piézométrique, enregistrées en continu par un luirographe, ont permis de mettre en évidence un nouveau mode de vidange des altérites résiduelles par ennoyage/dénoyage des pseudo-conduits endokarstiques. Simultanément, les variations du toit de la nappe dans la zone épinoyée de la cavité sont à l'origine d'un colmatage partiel des galeries. L'étude géochimique, sédimentologique et minéralogique des dépôts a permis de caractériser les dynamiques hydro-sédimentaires de décantation et les conditions paléoenvironnementales depuis l'Holocène.

L'étude de la grotte du Bois du Clos complète les informations de surface en précisant la spéléogenèse sur le temps long. L'analyse sédimentologique du grand remplissage détritique de la salle de la Boue a permis de caractériser les dynamiques hydro-sédimentaires et les conditions paléoenvironnementales des ensembles supérieur et moyen de la séquence sédimentaire, notamment entre les stades isotopiques marins 4 et 6, à partir des datations ¹⁴C et U/Th sur les stalagmites retrouvées au sommet et dans les niveaux intermédiaires de la coupe. Soulignons également l'apport fondamental de la géochimie par fluorescence X. La cartographie chimique a mis en évidence des niveaux carbonatés, apportant une preuve supplémentaire de la spéléogenèse par fantômisations.

Pour finir, l'étude comparée des séquences spéléologiques et archéologiques régionales rend compte du rôle des paramètres locaux et régionaux, mais aussi des facteurs globaux au niveau paléoclimatique. Ces séquences sédimentaires sont interprétées au regard d'autres sites proches.

Mots-clés : Charente, Touvre, spéléo-karstologie, aquifère, fantômisations, remplissages détritiques, spéléothèmes, sédimentologie, paléoclimat, géochimie, fluorescence X

Résumé : Cette thèse est consacrée aux grottes et aux dépôts souterrains du grand bassin karstique charentais de la Touvre, la deuxième source de France qui alimente Angoulême. Le premier objectif est de montrer que la série calcaire jurassique est affectée dans sa masse par le processus de fantômisiation (altération isovolume) qui s'est produit pendant le Crétacé inférieur durant 45 millions d'années. Les preuves ont été apportées dans les carrières, les grottes et à partir des forages. La fantômisiation de la roche explique la genèse des grottes labyrinthiques et permet d'expliquer que les grandes réserves aquifères sont contenues principalement dans la roche devenue poreuse (circulation très lente) et secondairement dans des conduits karstiques (circulation rapide). Cette conclusion est confirmée par l'analyse des courbes de tarissement de la résurgence qui suggère une mauvaise karstification. Le deuxième objectif est l'étude de deux grands remplissages détritiques situés dans les grottes de la Fuie et du Bois du Clos. L'étude géochimique, sédimentologique et minéralogique des dépôts a permis de caractériser les dynamiques hydro-sédimentaires et les conditions paléoenvironnementales, notamment entre les stades isotopiques marins 6 et 3, obtenus à partir des datations ^{14}C et U/Th sur les stalagmites de la grotte du Bois du Clos. L'imagerie chimique par fluorescence X met en évidence des niveaux carbonatés, apportant une preuve supplémentaire de la spéléogenèse par fantômisiation. Enfin l'étude comparée des séquences spéléologiques et archéologiques régionales rend compte du rôle des paramètres locaux et régionaux, mais aussi des facteurs globaux au niveau paléoclimatique.

Mots-clés : Spéléo-karstologie, Remplissage endokarstique, Charente, Fantômisiation, Quaternaire, Datations U/Th et ^{14}C , Géochimie micro-XRF, Sédimentologie

***Abstract:** This PhD aims to study caves and subterranean karst infillings deposits from Charente (Touvre catchment) as a memory of past climate and environments. From the concept of site effect, the two studied caves (Bois du Clos and Fuie) show an original recording of the regional palaeoclimatic conditions of the Middle-Upper Pleistocene and of the Holocene. The prominent role of the ghost-rock process during the long geological time of Lower Cretaceous (45 Ma) was demonstrated by the study of three quarries, drilling and the young cave of La Fuie. This alteration process explains the genesis of labyrinthic caves and also the complexity of the Touvre aquifer which supplies the city of Angoulême. Indeed the large water reserve is situated into the porous rock (slow drainage) while a small part is drained by the karst conduits (fast drainage coming from river losses). The geochemical, sedimentological and mineralogical studies of detrital infillings deposits into Bois du Clos and la Fuie allowed to characterize hydrosedimentary dynamics and palaeoenvironmental conditions between marine isotope stages 6 and 3, obtained by ^{14}C et U/Th in speleothems of Bois du Clos cave. The microchemical imagery by X-ray fluorescence has highlighted the existence of some carbonated levels related to the process of speleogenesis by ghost rock and the major role of groundwater level fluctuations. The compared chronostratigraphic study of the regional speleological and archaeological sequences finally allowed reflecting the role of local and regional settings, as well as global parameters in palaeoclimate.*

Key-words: Speleo-karstology, Cave infillings, Charente, Ghost-rock karstification, Quaternary, U/Th and ^{14}C datings, Micro-XRF geochemistry, Sedimentology